

CYCLE DES CONFÉRENCES DE MISE AU POINT

Quelques aspects de la Minéralogie moderne (*),

par V. BILLIET,

Chargé de cours à l'Université de Gand.

Nous commémorons cette année le bicentenaire de la naissance de l'abbé René Just Haüy, qui créa la science cristallographique en expliquant les formes cristallines par l'hypothèse de la maille élémentaire.

Dans son *Essai d'une théorie sur la structure des cristaux*, présenté en 1783 à l'Académie des Sciences par Daubenton et Laplace, Haüy suggère l'idée que la multiplicité et la diversité des formes cristallines sont le résultat d'un arrangement interne très simple. Il montre qu'on obtient une forme quelconque d'un cristal en juxtaposant, suivant un ordre régulier, des parallélépipèdes tous égaux entre eux et qu'on obtient toutes les formes possibles du corps en faisant varier la manière dont se fait cet empilement. Il attribue donc à chaque substance cristalline une structure périodique, dont la maille élémentaire, appelée « molécule intégrante », caractérise la substance.

A partir de ce moment, la voie de la cristallographie était tracée et son objet nettement défini : il s'agissait désormais de déterminer pour chaque corps cristallisé la forme, les dimensions et le contenu de la maille élémentaire et, inversement, de déduire les propriétés des cristaux de leur structure.

Comme le fait remarquer Mallard : « La science cristallographique fut ainsi créée tout entière par le génie d'Haüy, et ses successeurs n'ont guère eu qu'à perfectionner les détails de son œuvre. Aucune autre branche des connaissances humaines n'est à ce degré l'ouvrage d'un seul homme ».

Il n'est pas sans intérêt de noter que Haüy exerça son activité pendant les convulsions et les soubresauts d'une époque qui présente tant de ressemblance avec la nôtre. Incarcéré en 1792, il n'échappa à l'échafaud que grâce à une intervention de son ami Étienne Geoffroy Saint-Hilaire, qui fit comprendre aux autorités qu'il « valait mieux laisser vivre un prêtre réfractaire que de couper la tête à un paisible savant ».

L'instabilité des régimes politiques sous lesquels vécut

(*) Conférence faite à la séance du 16 mars 1943 de la Société belge de Géologie, de Paléontologie et d'Hydrologie.

l'illustre cristallographe se reflète dans la succession des titres qu'il porta au cours de son existence. Son *Essai d'une théorie sur la structure des cristaux* fut publié en 1784 par Monsieur l'abbé Haüy, de l'Académie royale des Sciences. L'édition de son *Traité de Minéralogie* (1801) fut signé par le Citoyen Haüy. Le *Tableau comparatif des résultats de la cristallographie et de l'analyse chimique relativement à la classification des minéraux* fut publié en 1809 par Monsieur l'abbé Haüy, professeur de la Faculté des Sciences à l'Université impériale et chanoine honoraire de l'Église métropolitaine de Paris. Et quand, en 1817, parut le *Traité des pierres précieuses*, Haüy portait les titres de membre de l'Académie royale des Sciences et professeur de Minéralogie au Jardin du Roi.

Notons en passant que, déjà en 1690, Huygens, dans son *Traité de la Lumière*, explique la forme du rhomboèdre de la calcite par un empilement de sphéroïdes aplatis. Huygens est, sans contredit, un précurseur des cristallographes modernes.

A défaut de procédés d'investigation permettant de déterminer les dimensions et le contenu de la maille élémentaire, les cristallographes se bornèrent, pendant à peu près un siècle, à fixer tant bien que mal la forme de la « molécule intégrante ». Par des mesures d'angles ils déterminèrent, pour chaque cristal, les rapports des axes et les angles de la forme primitive.

La théorie d'Haüy fut proposée pour rendre compte des relations géométriques qui existent entre les formes polyédriques que revêtent les cristaux; mais l'examen de ces formes ne permet pas, à lui seul, d'atteindre le réseau matériel véritable. La diffraction des rayons X par les cristaux allait fournir un moyen de pénétrer jusqu'à la structure interne des substances cristallines. C'est au cours d'une discussion avec Ewald, que Laue conçut l'idée d'essayer les cristaux comme réseaux de diffraction pour les rayons X. Friedrich et Knipping se chargèrent de réaliser l'expérience. Un faisceau de rayons X fut reçu sur une plaque photographique après avoir traversé un cristal de blende. Rarement une expérience aussi simple eut une portée plus vaste. Quelques taches (noires) sur un cliché mirent en évidence à la fois la nature ondulatoire des rayons X et la structure périodique des cristaux. En ce qui concerne la cristallographie, un progrès immense était réalisé. Non seulement l'hypothèse d'Haüy reçut une confirmation éclatante, mais on allait pouvoir mesurer les dimensions absolues de la maille et fixer la position exacte de chacun des atomes dans la « molécule intégrante ».

De toute évidence la minéralogie, qui s'occupe de l'identification et de la classification des minéraux, de l'étude de leurs associations et de leurs modes de formation, devait tirer son profit des progrès de la cristallographie. Les méthodes d'analyse au moyen des rayons X devaient fournir des données intéressantes en vue de la définition et de la différenciation des espèces minérales.

A vrai dire, bon nombre de minéralogistes, qui fixaient une limite assez arbitraire entre la cristallographie et ce qu'ils appelaient la « minéralogie proprement dite », restèrent pendant quelque temps à l'écart des recherches roentgenographiques, qu'ils considéraient comme étrangères à leur domaine. Vous connaissez les méthodes classiques de la minéralogie. Ce sont : l'analyse chimique, la détermination de quelques constantes physiques telles que : la dureté, le poids spécifique et les constantes optiques et, enfin, l'examen morphologique des minéraux. Mais, si c'est énoncer une vérité à La Palisse, que de dire que la minéralogie est la science des minéraux, on se demande pourquoi la minéralogie exclurait de son champ d'études la connaissance des édifices réticulaires des substances minérales, d'où l'on doit pouvoir déduire toutes leurs propriétés macroscopiques.

Ces minéralogistes ne tardèrent d'ailleurs pas à apprécier les possibilités des nouveaux procédés d'investigation, quand les travaux de Ch. Mauguin, de P. Niggli, de L. Pauling et surtout de Bragg apportèrent la clarté dans un domaine où n'avait régné jusqu'alors que la confusion, notamment celui des silicates. Ces travaux révélèrent que pour beaucoup de minéraux, dont la nature était demeurée obscure, on avait affaire à un problème de structure cristalline, plutôt qu'à un problème chimique.

Ainsi donc, la minéralogie venait d'être dotée d'une nouvelle technique qui, non seulement pouvait être utilisée avec succès pour le diagnostic des minéraux, mais qui mettait en évidence des analogies de structure, faisait ressortir l'étroite parenté structurale existant entre des espèces aux compositions chimiques divergentes et allait produire une nouvelle classification des minéraux, fondée sur la connaissance des édifices cristallins.

*
**

Le problème des *silicates* embarrassait depuis longtemps les minéralogistes qui, en se basant uniquement sur les résultats

de l'analyse chimique, n'ont jamais pu aboutir à une classification cohérente de ces minéraux. Pour débrouiller cette confusion, on a imaginé diverses théories, dont aucune n'a jamais reçu l'adhésion unanime. En outre, d'innombrables hypothèses furent proposées pour rendre compte de l'extrême variabilité dans la composition de certains silicates tels que les micas.

Vous savez comment l'application des rayons X leva toutes les difficultés et permit d'établir une classification très simple des silicates, qui rend compte à la fois de leurs propriétés cristallographiques et de leurs compositions chimiques.

Vous connaissez les traits essentiels de cette classification. Elle résulte du fait que, dans les structures des silicates, l'ion Si^{4+} , de volume très petit, se trouve toujours à égale distance de quatre ions d'oxygène au contact. Le silicium est souvent remplacé au centre de ce tétraèdre par l'aluminium, ces deux ions ayant des dimensions très voisines. Les différents types de silicates diffèrent les uns des autres par la façon dont s'enchaînent ces groupes $[\text{SiO}_4]^{4-}$. Ils peuvent être isolés comme dans les orthosilicates; ils peuvent s'associer pour former des groupes finis, ou indéfiniment étendus suivant une, deux ou trois directions de l'espace.

Permettez-moi de vous rappeler ces différents schémas structuraux, auxquels nous pouvons reporter tous les silicates connus. Nous avons d'abord les nésosilicates, tels que l'*olivine*, les minéraux du groupe de la *phénacite*, le *zircon*, etc., qui sont constitués par des groupes $[\text{SiO}_4]^{4-}$ isolés. Ces tétraèdres peuvent être liés entre eux de diverses manières; deux de ces groupes peuvent être associés par la mise en commun d'un ion d'oxygène et former un groupe $[\text{Si}_2\text{O}_7]^{6-}$; on peut en réunir trois, quatre ou six pour former des anneaux trigonaux, tétraonaux ou hexagonaux, qui constituent des groupes propres aux sorosilicates (par exemple, la *bénitoite*). Dans les inosilicates, les groupes $[\text{SiO}_4]^{4-}$ sont liés entre eux en chaînes indéfinies: dans les *pyroxènes* chaque tétraèdre a un oxygène en commun avec le suivant; dans les *amphiboles* les tétraèdres forment des doubles chaînes ou rubans constitués par des anneaux hexagonaux reliés entre eux. On peut aussi réaliser un assemblage indéfiniment étendu dans deux directions et dans lequel tous les tétraèdres, ayant leurs bases dans un même plan, sont associés de telle sorte que chacun d'eux est relié à trois autres par les sommets de sa base. Nous trouvons ce mode d'association dans les phyllosilicates. Tous

les silicates phylliteux sont en effet constitués par des feuillets de tétraèdres parallèles au clivage. Dans les *micas* et les *chlorites*, des éléments électro-positifs tels que le potassium, le fer, le magnésium, s'intercalent entre ces feuillets. Dans les *minéraux argileux* ces couches tétraédriques sont combinées avec des couches octaédriques constituées par des octaèdres dont les centres sont occupés par des ions d'aluminium ou de magnésium et les sommets par des oxygènes ou des (OH). Enfin, les $[\text{SiO}_4]^{4-}$ peuvent former des assemblages dans lesquels chaque oxygène soit commun à deux tétraèdres. Ce mode d'arrangement est réalisé dans les diverses variétés de *silice*, dans les *feldspaths*, dans les *ultra-marins*, etc. (tectosilicates).

Quand nous parcourons la liste des minéraux, nous sommes frappés par la multiplicité et l'extrême diversité chimique des espèces appartenant au groupe des silicates. Pourquoi y a-t-il tant de silicates différents et pourquoi y a-t-il pour la plupart des silicates un si grand nombre de variétés? Pour répondre à ces questions, on a fait intervenir les considérations chimiques les plus diverses. Certains auteurs considéraient les silicates comme des combinaisons inorganiques d'un genre spécial, dont la constitution ne répondrait pas aux lois communes aux autres minéraux. La détermination des structures a révélé que les principes qui régissent l'architecture des silicates ne diffèrent pas de ceux qui prévalent dans les autres substances minérales. L'ion de silicium possède une valence +4 et il a un rayon tel qu'il se loge parfaitement au centre d'un tétraèdre formé par quatre oxygènes. C'est grâce à ses propriétés que le tétraèdre $[\text{SiO}_4]^{4-}$ se prête aux différents genres de liaison, qui constituent les types structuraux des silicates. Chacun de ces types est caractérisé par un assemblage oxygène-silicium électro-négatif, dont les valences libres sont saturées par des cations interchangeables sous certaines conditions. C'est ainsi que la nature a pu réaliser dans la lithosphère, dans laquelle le silicium et l'oxygène sont abondamment répandus, ce foisonnement de silicates entre lesquels il est impossible d'établir un lien systématique au point de vue chimique.

Vous voyez qu'il y a lieu de comparer le comportement de Si^{4+} à celui d'ions de même rayon. Commençons par le germanium, dont la valence est également 4 et dont le rayon est légèrement supérieur à celui du silicium: $\text{Ge}^{4+} = 0,44$. Comme l'aluminium, le germanium s'adaptera déjà moins bien à l'intérieur du tétraèdre formé par quatre oxygènes et pourra même, dans certains cas, se trouver à l'intérieur d'un octaèdre formé par six oxygènes.

Que trouverions-nous dans la lithosphère, si celle-ci contenait plus de germanium? Cette question fut posée déjà en 1926 par V. M. Goldschmidt. C'est la raison pour laquelle on a entrepris de déterminer les structures du bioxyde de germanium et d'un certain nombre de germanates. Voici ce qu'on a trouvé :

On connaît deux variétés de GeO_2 . La variété soluble dans l'eau possède exactement la même structure que le quartz trigonal. L'autre variété, qui est insoluble dans l'eau, a la structure du rutile. Rappelez-vous que dans le rutile le titane est entouré de six oxygènes. Quelles sont, maintenant, les structures des germanates synthétiques? Les combinaisons suivantes possèdent des structures analogues :

$\text{Mg}_2 [\text{GeO}_4]$	$(\text{Mg, Fe, Mn})_2 [\text{SiO}_4]$	(olivine)
$\text{Be}_2 [\text{GeO}_4]$	$\text{Be}_2 [\text{SiO}_4]$	(phénacite)
$\text{Zn}_2 [\text{GeO}_4]$	$\text{Zn}_2 [\text{SiO}_4]$	(willemite)
$\text{BaTi} [\text{Ge}_3\text{O}_9]$	$\text{BaTi} [\text{Si}_3\text{O}_9]$	(bénitoïte)
$\text{CaMg} [\text{GeO}_3]_2$	$\text{CaMg} [\text{SiO}_3]_2$	(diopside)

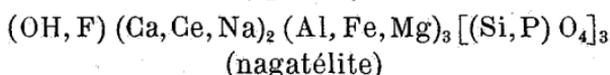
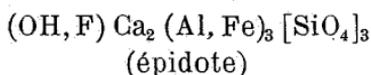
Nous voyons donc que tous les germanates dont les structures ont pu être établies correspondent à des types structuraux des silicates. Il est donc probable que si le germanium était aussi répandu dans la lithosphère que le silicium, le nombre de germanates différents qu'on y trouverait serait aussi grand que le nombre de silicates.

Considérons maintenant d'autres ions, dont les dimensions diffèrent peu de celles du silicium, mais dont les valences sont différentes de 4. Nous avons, en premier lieu, quelques éléments pentavalents : le phosphore ($\text{P}^{5+} = 0,3$ à $0,4$), l'arsenic ($\text{As}^{5+} = \text{ca. } 0,4$), le vanadium ($\text{V}^{5+} = \text{ca. } 0,4$). L'étude comparative des édifices cristallins a mis en lumière des analogies structurales entre certains nésosilicates, d'une part, et certains phosphates, arséniate et vanadates, d'autre part :

$(\text{Mg, Fe, Mn})_2 (\text{SiO}_4)$	$\text{LiMn} [\text{PO}_4]$	$\text{Li} (\text{Fe, Mn}) [\text{PO}_4]$
(olivine)	(lithiophylite)	(triphylite)
$\text{Zr} [\text{SiO}_4]$	$\text{Y} [\text{PO}_4]$	
(zircon)	(xénotime)	
$(\text{Ca, Mn}) \text{Be} [\text{SiO}_4]$	$\text{NaBe} [\text{PO}_4]$	
(trimérite)	(beryllonite)	
$(\text{OH}) \text{CaB} [\text{SiO}_4]$	$(\text{OH, F}) \text{CaBe} [\text{PO}_4]$	
(datolite)	(herdérîte)	

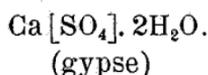
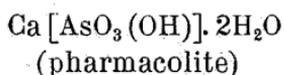
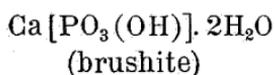
Quant au glucinium, bivalent, dont le rayon est 0,34, nous savons que le *chrysobérid* a la même structure que l'*olivine* et que le composé Li_2BeF_4 a la même structure que la *willemite*.

On a pu également mettre en évidence des similitudes structurales entre des silicates, des phosphates et des arsénates aux compositions plus compliquées, tels que l'*épidote* et la *nagatérite* :



On a même décrit des cristaux mixtes de ces deux minéraux, qui s'expliquent par le remplacement statistique de Si^{4+} par des P^{5+} .

Signalons enfin l'isomorphisme de la *brushite*, de la *pharmacolite* et du *gypse* :



Dans la *brushite* et dans la *pharmacolite*, un des sommets du tétraèdre est occupé par un (OH). Le rayon de l'ion S^{6+} (=0,34) est peu différent de ceux du phosphore et de l'arsenic.

La détermination des structures nous a donc appris que la constitution du motif des silicates obéit à des règles communes à tous les minéraux. En même temps nous avons acquis une compréhension plus claire du processus de solidification du magma silicaté.

Dans le magma à l'état de fusion, l'ion Si^{4+} , qui occupe un petit volume et qui porte une charge électrique élevée, a une tendance à capter quatre ions d'oxygène. Lors du refroidissement du magma, un nombre toujours croissant de tétraèdres se formeront aux dépens des Si^{4+} et des O^{2-} libres. Là où le nombre des oxygènes est insuffisant pour former des tétraèdres indépendants, pour lesquels le rapport du nombre des ions d'oxygène au nombre des ions de silicium est 4 : 1, les tétraèdres s'associent pour former des assemblages complexes, qui exigent moins d'oxygène. Ainsi dans les chaînes indéfinies des *pyroxènes* il y a 3 oxygènes pour 1 silicium; dans les strates de tétraèdres des *phyllosilicates*, il n'y a plus que 5 oxygènes pour 2 atomes de silicium; le mode d'arrangement des *tectosilicates* n'exige plus que deux fois plus d'atomes d'oxygène que

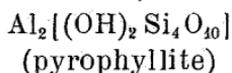
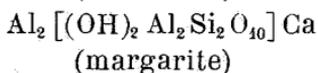
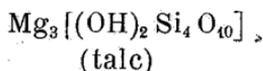
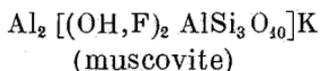
d'atomes de silicium. Lors de la cristallisation progressive des silicates, les ions métalliques, en saturant les valences libres des ions d'oxygène, vont souder les groupes silicium-oxygène électro-négatifs. Les petits ions polyvalents tels que Fe et Mg, s'associent à des groupes possédant une charge élevée, tels que $[\text{SiO}_4]^{4-}$ et $[\text{SiO}_2]^{2-}$, tandis que de grands ions monovalents, comme le potassium, neutralisent des assemblages qui portent des charges plus faibles.

Nous ne trouverons donc pas de potassium dans les orthosilicates; par contre, il n'est pas surprenant de rencontrer cet élément dans un tectosilicate. En effet, quand les tétraèdres sont associés de telle sorte que chaque oxygène soit commun à deux tétraèdres, les valences des ions Si^{4+} et O^{2-} s'équilibrent. Mais lorsque des ions Al^{3+} interviennent au centre d'un certain nombre de tétraèdres à la place des Si^{4+} , l'assemblage $(\text{Si}, \text{Al})_n\text{O}_{2n}$ a une charge négative, qui doit être neutralisée par l'intervention d'ions métalliques positifs. C'est le cas des *feldspaths* et des *feldspathoïdes* :

K $[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$ (orthose)	K $[\text{AlSi}_2\text{O}_6]$ (leucite)
Na $[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$ (albite)	Na $[\text{AlSi}_4\text{O}_4]$ (néphélite)

D'une manière générale, de grands ions positifs, tels que K^+ , seront fixés en des points où de faibles valences électrostatiques doivent être compensées. Considérons, par exemple, une couche tétraédrique d'un *silicate phylliteux*. Il faut distinguer les oxygènes appartenant aux bases des tétraèdres des oxygènes occupant les sommets. Les premiers ont des valences complètement neutralisées, chacun d'eux étant relié à deux siliciums. Ce n'est pas le cas pour les oxygènes des sommets. Le feuillet élémentaire d'un *mica* est formé par l'association de deux couches tétraédriques disposées en sens contraires. De petits ions métalliques bivalents et trivalents, tels que Al^{3+} et Mg^{2+} , neutralisent les oxygènes des sommets des tétraèdres et assurent la liaison entre les deux strates tétraédriques d'un même feuillet. Mais si nous remplaçons un quart des siliciums par des aluminiums, les charges des oxygènes qui occupent les bases des tétraèdres ne sont plus neutralisées. Il faudra compenser ces valences en intercalant entre deux feuillets successifs des ions électro-positifs univalents de grand diamètre (K^+ dans la *muscovite*). Quand un

plus grand nombre d'aluminiums se substituent aux siliciums, des ions bivalents assurent la cohésion entre les feuillets. C'est le cas de la *margarite*. Dans des minéraux tels que le *talc* et la *pyrophyllite*, où l'aluminium n'intervient pas au centre des tétraèdres, chacun de ces feuillets est électrostatiquement neutre. Ces minéraux ne renferment donc pas des éléments tels que le potassium, qui dans les micas jouent le rôle de « tenons » entre les feuillets. Quand les « tenons » manquent, les feuillets glissent avec la plus grande facilité l'un contre l'autre; c'est le cas de minéraux tels que le talc, qui sont caractérisés par un toucher onctueux :



Après la saturation des groupes silicium-oxygène par des ions électro-positifs et la solidification des silicates, il peut arriver que, par suite d'un refroidissement rapide, des assemblages complexes de tétraèdres résiduels n'aboutissent pas à une cristallisation et engendrent des *substances vitreuses*. L'analyse aux rayons X a révélé que les verres sont essentiellement constitués par des tétraèdres $[\text{SiO}_4]$ associés entre eux par leurs sommets. Les distances interatomiques sont celles de la cristobalite, mais l'arrangement est irrégulier et l'orientation réciproque des tétraèdres est arbitraire. Cet assemblage (que certains auteurs appellent réseau non-cristallin) ne résulte donc pas de la répétition triplement périodique d'un motif structural. Pendant un abaissement trop brusque de la température, les tétraèdres n'ont pas pu se répartir suivant un réseau cristallin. Un verre n'est donc pas, comme certains auteurs l'ont cru, un amas de cristallites, dont les dimensions seraient de l'ordre de 10^{-7} cm. Un *cristallite* est un fragment d'un réseau cristallin. Ceci distingue un verre d'une substance amorphe à grosseur de grains du domaine colloïdal, dont les radiogrammes présentent des raies étalées et floues, qui correspondent aux diffractions les plus intenses des substances cristallines de même composition:

*
**

Vous saisirez toute l'importance et la portée des nouvelles conceptions par quelques exemples.

1. Diophtase.

La diophtase est un silicate hydraté de cuivre, très répandu au Katanga, dont la composition chimique s'exprime par la formule : $\text{CuO} \cdot \text{SiO}_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$.

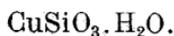
Les caractères essentiels de ce minéral, qui se présente souvent sous la forme de beaux cristaux dont certains atteignent 3 cm suivant l'axe vertical, ont pu être déterminés sans difficulté. Mais on n'a jamais très bien su à quel groupe de silicates il fallait le rattacher. Au point de vue morphologique, il présente une certaine analogie avec les minéraux du groupe de la phénacite :

Phénacite	$\text{Be}_2[\text{SiO}_4]$
Willemite	$\text{Zn}_2[\text{SiO}_4]$
Troostite	$(\text{Zn}, \text{Mn})_2[\text{SiO}_4]$.

Pour cette raison on écrivait la formule de la diophtase comme suit :



Cette analogie morphologique n'est d'ailleurs qu'apparente, car un examen rigoureux montre qu'il y a des écarts assez grands entre les angles correspondants des cristaux de la phénacite, d'une part, et de la diophtase, d'autre part. D'ailleurs, si l'on avait utilisé judicieusement les données fournies par l'étude de la déshydratation, on aurait trouvé que l'affiliation de la diophtase au groupe de la phénacite était pour le moins hasardeuse. Vous savez que dans le cas de minéraux hydratés, il ne suffit pas de doser l'eau contenue, mais aussi d'apprécier le rôle de celle-ci dans la structure et de déterminer son ou ses modes de fixation. Or, Zambonini avait établi, en 1908, la courbe de déshydratation de la diophtase. Cette courbe montre que le dégagement de l'eau commence à 90°, progresse d'une manière continue et s'achève à 478°. Dès lors, il était plus conforme aux résultats de cette étude d'écrire la formule du minéral :



Cependant, peu d'auteurs ont tenu compte des résultats obtenus par Zambonini et considèrent toujours la diophtase comme isomorphe avec la phénacite.

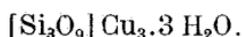
Seule l'étude aux rayons X pouvait nous fixer. Malheureusement, Gottfried et Gossner, qui essayèrent de déterminer la structure de la diophtase, se sont laissé guider par l'idée précon-

que que ce minéral possède un réseau identique à celui de la phénacite et ont fait fausse route.

Machatschki a étudié le comportement du minéral sous l'action de la chaleur en associant l'étude aux rayons X à l'étude des variations de la teneur en eau en fonction de la température. Par application de la méthode des poudres il a pu suivre l'évolution du réseau pendant le dégagement de l'eau. Le diagramme obtenu après déshydratation complète est identique à celui du minéral originel. Cet examen ne révèle donc aucune modification du réseau au cours de la déshydratation.

Kokkoros a confirmé ce résultat en appliquant la même méthode non pas à de la diopside réduite en poudre, mais à un grand cristal de ce minéral. Il a constaté que le cristal ne se désagrège pas pendant la déshydratation; le départ de l'eau n'entraîne donc pas l'effondrement du réseau cristallin.

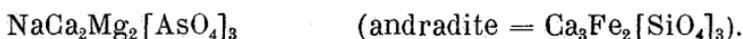
Depuis lors, Hägele et Machatschki ont pu conclure que dans la diopside les tétraèdres $[\text{SiO}_4]$ sont associés de manière à former un groupe $[\text{Si}_3\text{O}_9]$ (comme dans la bénomite) et que la formule doit s'écrire



Vous voyez que cette formule répond à une double préoccupation : 1° elle exprime la composition chimique; 2° elle indique à quel schéma structural appartient le minéral.

2. Berzéliite.

Ce minéral est un arséniate de Mg, de Ca et de Na : $\text{Ca}_2\text{NaMg}_2\text{As}_3\text{O}_{12}$. L'examen de ce minéral par les rayons X a mis en lumière un lien de parenté étroite avec les *grenats*. Quand on compare le diagramme de poudre de la berzéliite avec celui d'un grenat, on constate qu'ils sont pratiquement identiques. Les deux minéraux appartiennent au même type structural. La formule de la berzéliite doit donc s'écrire



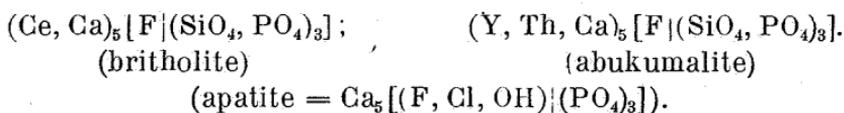
3. Groupe de l'apatite.

On réunit dans ce groupe de nombreuses espèces géométriquement hexagonales : l'*apatite* proprement dite et la *pyromorphite* (phosphates), la *mimétite* (arséniate), la *vanadinite* (vanadate), etc. Il n'y a pas lieu de s'en étonner après ce que nous avons dit au sujet des dimensions de P^{5+} , As^{5+} et de V^{5+} .

Tous ces minéraux sont constitués par des tétraèdres indépendants $[\text{PO}_4]^{3-}$, $[\text{AsO}_4]^{3-}$, $[\text{VO}_4]^{3-}$. Nous venons de voir que ceux-ci peuvent être remplacés par des groupes $[\text{SiO}_4]^{4-}$ et même par des groupes $[\text{SO}_4]^{2-}$, parce que les ions P^{5+} , Si^{4+} et S^{6+} ayant des dimensions très voisines, l'un peut prendre la place de l'autre sans modification de la structure cristalline. Naturellement la substitution d'un groupe $[\text{SiO}_4]^{4-}$ à un groupe $[\text{PO}_4]^{3-}$, qui augmente d'une unité la somme des charges négatives, doit être corrélative :

1° ou bien d'une substitution qui diminue d'une unité la somme des charges négatives provenant des tétraèdres; c'est le cas de la *wilkeite*, qui renferme 21 % de P_2O_5 , 12 % de SO_3 et 9 % de SiO_2 et de l'*ellestadite* (3 % P_2O_5 , 21 % SO_3 et 17 % SiO_2), dont les compositions se déduisent de celle de l'apatite en effectuant la substitution de (2 P^{5+}) par ($\text{Si}^{4+} + \text{S}^{6+}$);

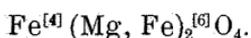
2° ou bien d'une substitution qui augmente d'une unité la somme des charges positives provenant des métaux; c'est le cas de la *britholite* et de l'*abukumalite*, dont les compositions s'expriment par les formules :



4. Spinelles.

Les spinelles sont des oxydes de métaux bivalents et trivalents, AB_2O_4 . Ils forment une importante famille de minéraux isomorphes. Leur structure cubique est constituée par un empilement quasi compact d'oxygènes entre lesquels s'intercalent les ions A et B. La maille contient 8 AB_2O_4 : les 8 A et les 16 B occupent les lacunes de cet assemblage de 32 oxygènes. Or, il y a des lacunes tétraédriques et des lacunes octaédriques. Dans un spinelle dit « normal », les cations sont répartis de telle sorte que chaque ion bivalent est entouré de 4 oxygènes placés aux sommets d'un tétraèdre et que chaque ion trivalent est entouré de 6 oxygènes placés aux sommets d'un octaèdre.

Barth et Posnjak ont démontré que dans certains spinelles, tels que MgFe_2O_4 , les Mg^{2+} et la moitié des Fe^{3+} jouant dans l'édifice des rôles structurellement identiques, sont répartis statistiquement aux centres des octaèdres; l'autre moitié des Fe^{3+} occupent les centres des tétraèdres. Il faudrait donc écrire la formule de ce spinelle comme suit :



On sait depuis longtemps que le spinelle $MgAl_2O_4$ forme avec Al_2O_3 des mélanges isomorphes. Rinne a pu faire des spinelles synthétiques dont les compositions correspondent à :



Les diagrammes de poudres de tous ces composés sont identiques. Vous savez que Al_2O_3 (corindon) est trigonal, mais il existe une variété, $\gamma-Al_2O_3$, qui est cubique et dont le diagramme ne diffère pas de celui d'un spinelle. Il existe pareillement une variété cubique et ferro-magnétique de Fe_2O_3 , que l'on obtient en oxydant prudemment la magnétite.

Comment expliquer que ces deux substances aient la même structure que les spinelles ? Le motif de la magnétite renferme 8 Fe^{2+} , 16 Fe^{3+} et 32 oxygènes. On a d'abord cru que la maille de $\gamma-Fe_2O_3$ contenait $8+12=24$ Fe^{3+} , qui auraient occupé les positions de tous les ions de fer dans la magnétite. Mais cette maille aurait dû contenir $12 \times 3=36$ oxygènes, c'est-à-dire 4 oxygènes de plus que la maille des spinelles. On se rendit compte qu'il était impossible de loger ces 4 oxygènes supplémentaires dans les lacunes de l'assemblage compact des 32 oxygènes des spinelles. Finalement, on a pu établir que $\gamma-Fe_2O_3$ et $\gamma-Al_2O_3$ ne sont pas des spinelles renfermant un excès d'oxygènes, mais au contraire des spinelles contenant trop peu d'ions métalliques. En effet, les mailles de $\gamma-Fe_2O_3$ et de $\gamma-Al_2O_3$ renferment 32 oxygènes, qui occupent exactement les mêmes positions que dans un spinelle.

Comment passe-t-on de $MgAl_2O_4$ à Al_2O_3 ?

A 3 Mg on substitue 2 Al et il reste 1 lacune vide;

A 8 Mg on substitue $\frac{16}{3}$ Al et il reste $\frac{8}{7}$ lacunes vides.

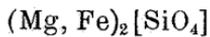
Au total il y a : 32 O, 16 Al + $\frac{16}{3}$ Al ou $\frac{64}{3}$ Al et $\frac{8}{3}$ lacunes vides.

Il faut évidemment multiplier par 3 pour obtenir des nombres entiers : 96 O, 64 Al (au lieu de 72 dans un spinelle idéal) et 8 lacunes inoccupées. Les Al^{3+} sont distribués statistiquement de telle manière que 3 mailles renferment 64 Al^{3+} . Nous voyons donc, une fois de plus, que ce qui importe avant tout, ce sont les dimensions des ions et leur charge totale.

5. Triphylite.

Nous avons vu tout à l'heure que l'*olivine* possède la même structure que la *triphylite*. Comment expliquer que l'ortho-

phosphate de lithium cristallise suivant le même type structural que l'olivine ?



Dans l'olivine, les oxygènes forment un empilement hexagonal compact légèrement déformé, dont les lacunes tétraédriques sont occupées par des siliciums et dont les lacunes octaédriques sont occupées par les ions de Fe, Mg, etc. Dans un empilement de ce genre, il y a exactement autant de lacunes octaédriques que d'ions d'oxygène. L'olivine possède donc 4 lacunes octaédriques par groupement $(\text{Mg, Fe})_2\text{SiO}_4$, dont deux seulement sont occupées. Dans l'orthophosphate de lithium, les $\frac{3}{4}$ des lacunes octaédriques sont occupées. Nous comprenons ainsi pourquoi ces deux substances peuvent avoir la même structure, tout en ayant un nombre d'ions métalliques différent.

*
**

En quoi la minéralogie moderne diffère-t-elle de la minéralogie ancienne ? Maintenant comme autrefois, le minéralogiste s'efforce de rechercher pour chaque espèce minérale les caractères spécifiques pouvant contribuer à la définition de l'espèce. Autrefois, les minéraux étaient définis par leur composition et par leurs propriétés géométriques; mais on ne pouvait établir aucun rapport entre leurs formules chimiques et leurs caractères cristallographiques. La minéralogie moderne pénètre jusqu'au réseau cristallin, qui rend compte à la fois de la composition chimique et des propriétés cristallographiques.

Les rayons X ont débarrassé la minéralogie des difficultés qui se présentent pour un grand nombre de minéraux quand on les envisage d'un point de vue exclusivement chimique et que l'on veut représenter par une formule leur « molécule ».

Remarquez que pour les silicates, qui sont connus uniquement à l'état cristallin, cette « molécule » n'a aucune existence réelle, à l'inverse des corps organiques où la molécule se retrouve dans des états physiques différents. Les formules que l'on donnait aux minéraux n'avaient d'autre ambition que de traduire la composition centésimale et il faut reconnaître que bien souvent elles n'interprétaient qu'imparfaitement les résultats de l'analyse.

La minéralogie moderne attache-t-elle moins de prix à l'analyse chimique ? Certes non, mais elle en exprime les résultats par une formule qui représente le motif et suggère la structure.

De cette manière les rayons X ont réconcilié la chimie et la cristallographie là où elles paraissaient s'opposer d'une façon irréductible.

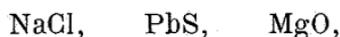
Rien n'est plus instructif à cet égard que le fameux problème des *micas*, dont les caractères cristallographiques sont tellement typiques que de tous les minéraux, ils sont les plus faciles à identifier. Et pourtant, toutes les tentatives faites pour expliquer les variations de la composition chimique des diverses variétés de micas avaient échoué. Comment concevoir que des corps si variables dans leur composition puissent être si constants du point de vue cristallographique ?

En 1822, Haüy écrivait déjà à ce sujet : « Si l'on réfléchit sur les variations qu'ont subies les analyses d'une substance minérale, que l'on peut regarder comme celle qui porte le plus visiblement un caractère d'unité, on ne pourra se défendre d'une double surprise en voyant la Chimie à la fois si peu d'accord avec elle-même et avec la nature ». Pendant plus d'un siècle on n'a fait aucun progrès pour sortir de l'ignorance sur la nature intime de ces intéressants silicates.

C'est en 1928 seulement que Mauguin a montré que le problème à résoudre était avant tout un problème de structure cristalline, bien plutôt qu'un problème de constitution chimique. Que devient, par exemple, l'édifice cristallin quand la teneur en aluminium augmente aux dépens de la teneur en silicium ? Il s'agissait donc de trouver la trame, la charpente, l'infrastructure qui reste constante chez tous les termes du groupe des micas.

Il en est de même des *chlorites* qui, nonobstant l'inconstance de leur composition chimique, présentent des caractères physico-cristallographiques qui varient peu de l'une à l'autre.

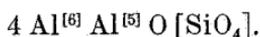
La minéralogie moderne se préoccupe donc davantage de déceler des analogies de structure entre les minéraux. Nous avons vu que des espèces de compositions très différentes peuvent montrer une parenté cristalline des plus étroite. Cette identité structurale entre des corps de formules chimiques différentes s'appelle *isotypie*. Il faut considérer comme isotypes des substances telles que :



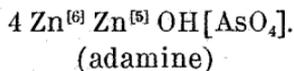
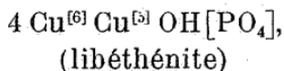
qui toutes les trois possèdent la même structure.

Voici un cas d'isotypie assez curieux : l'*andalousite*, la *libéthénite* et l'*adamine* possèdent la même architecture.

L'andalousite est un nésosilicate. Elle est donc constituée par des tétraèdres $[\text{SiO}_4]$ indépendants. Sa maille contient quatre fois le groupement d'atomes figurant dans la formule $(\text{Al}_2\text{SiO}_5)$; elle renferme donc 4 tétraèdres $[\text{SiO}_4]$ et, en outre, 4 oxygènes qui ne sont pas associés à des siliciums. Les aluminiums sont répartis de telle sorte que la moitié d'entre eux sont entourés de 6 oxygènes ($\text{Al}^{[6]}$) et l'autre moitié de 5 oxygènes ($\text{Al}^{[5]}$). Il convient donc de représenter le motif de l'andalousite de la manière suivante :



Aux tétraèdres $[\text{SiO}_4]$ correspondent dans la libéthénite les tétraèdres $[\text{PO}_4]$ et dans l'adamine les tétraèdres $[\text{AsO}_4]$. Les places des ions Al^{2+} dans le motif de l'andalousite sont occupées dans la libéthénite et dans l'adamine par les ions Cu^{2+} , et Zn^{2+} . Les 4 oxygènes qui ne sont pas associés à des siliciums sont remplacés par des OH dans la libéthénite et dans l'adamine. Dans la libéthénite, la moitié des Cu^{2+} sont entourés de 4 oxygènes et de 2 (OH), et l'autre moitié de 4 O et 1 (OH); il en est de même des Zn dans l'adamine :



Voici encore un exemple d'isotypie : la *durangite* $\text{NaAlF}[\text{AsO}_4]$, la *titanite* $\text{CaTiO}[\text{SiO}_4]$ et la *tilasite* $\text{CaMgF}[\text{AsO}_4]$. Vous voyez que dans ce cas les oxygènes non associés au silicium de la titanite sont remplacés dans la durangite et dans la tilasite par du fluor.

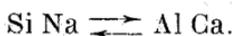
*
**

Quand les atomes correspondants de deux édifices cristallins de même architecture ont des dimensions voisines, les deux cristaux sont susceptibles de former des *mélanges isomorphes*. C'est le cas du *zircon* et du *xénotime*, dont nous avons déjà signalé l'isotypie. En 1938, Shin Hata a décrit un zircon contenant 15 % de xénotime.

Les éléments de même volume atomique peuvent, en se substituant les uns aux autres, donner naissance à une très grande variété de motifs. C'est la raison pour laquelle l'étude des substitutions isomorphiques est d'une importance primordiale dans la minéralogie moderne. Elle explique, en effet, les varia-

tions de la composition chimique. Ainsi les variations du rapport Si : Al dans un même silicate apparaissent tout naturelles, puisque ces atomes ont des rôles semblables et il n'est nullement besoin, pour les expliquer, de faire intervenir — comme on l'a souvent fait — des groupements tels que Si_3O_8 ou Si_2O_5 , remplaçant dans les formules de constitution les radicaux SiO_4 et SiO_3 des ortho- et métasilicates.

Il y a plusieurs modes de remplacement isomorphique. Le cas le plus simple se réduit au remplacement d'un atome par un autre de même valence. A côté de ces substitutions banales, il y en a d'autres plus complexes. Il y a d'abord les minéraux entre lesquels il existe une relation d'isomorphisme analogue à celle des *plagioclases*, qui forment une série isomorphe dont les constituants extrêmes sont l'albite $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ et l'anorthite $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$, et dont l'isomorphisme s'explique par la substitution



Une telle substitution présente ce caractère de laisser invariable le nombre total des atomes présents. La maille élémentaire renferme donc toujours le même nombre d'atomes.

Dans le cas de la série isomorphe $\text{MgAl}_2\text{O}_4 \rightarrow \gamma - \text{Al}_2\text{O}_3$, nous avons la substitution de 3 Mg^{2+} par 2 Al^{3+} et le nombre total des ions positifs varie d'une maille à l'autre.

De toute façon, les remplacements d'ions doivent respecter l'équilibre des valences, et la somme des charges des ions électro-positifs doit rester égale à la somme des charges des ions électro-négatifs.

Jusqu'ici nous n'avons vu que des substitutions isomorphiques dans lesquelles la somme des ions électro-négatifs et la somme des charges négatives restent constantes. Par conséquent, pour maintenir la neutralité électrique de l'édifice, on n'avait qu'à garder constante la somme des valences positives. Mais dans les *micas* il existe des remplacements tels que



qui laissent invariable la somme $\text{O}^{2-} + \text{F}^{1-}$, mais où la substitution d'un atome F^{1-} à un atome O^{2-} doit être corrélative d'une substitution qui diminue d'une unité la somme des charges positives. La substitution $(\text{OH})^{1-} \rightarrow \text{O}^{2-}$ est également fréquente.

Il ressort de tout ceci :

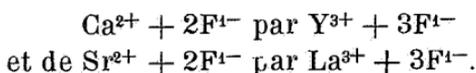
1. Que l'idée de syncrystallisation d'un corps avec un autre

n'a qu'une valeur didactique; la réalité nous impose plutôt la notion d'édifices d'une architecture déterminée, mais dont la composition chimique oscille entre certaines limites.

2. Dans un même cristal, le motif ne se répète pas identique à lui-même dans toutes les mailles, puisque les remplacements isomorphes modifient la constitution du motif. Il importe de remarquer que la répartition statistique d'atomes ne se rencontre pas uniquement dans des cristaux de compositions variables, mais même dans des édifices cristallins d'une composition bien définie. C'est le cas pour le composé $\text{Ce}_2(\text{WO}_4)_3$ qui possède la même structure que la *scheelite* $3[\text{CaWO}_4]$, mais dont les ions Ce sont distribués statistiquement dans les 2/3 des positions occupées par les ions Ca dans le réseau de la *scheelite*.

3. W. L. Bragg, dans une magistrale étude sur la structure des silicates, a souligné le rôle prépondérant joué par les atomes d'oxygène qui, par leur grand nombre et leur grand volume atomique, constituent la charpente solide de ces corps cristallisés. Ce rôle primordial des oxygènes n'apparaissait nullement dans les anciennes formules, où ils n'interviennent que pour équilibrer les valences des atomes électro-positifs. D'une façon générale on peut dire que parmi les silicates et aussi d'autres minéraux dont les compositions sont généralement exprimées en « oxydes », les grands ions électro-négatifs O^{2-} , OH^{1-} , F^{1-} réalisent l'infrastructure rigide de l'édifice cristallin. Les ions positifs les plus divers peuvent se distribuer dans les espaces libres entre les ions négatifs.

Il faut cependant se garder de généraliser. Nous savons que des ions négatifs peuvent être intercalés entre les ions positifs de dimensions voisines. C'est le cas pour les composés $\text{CaF}_2\text{-YF}_3$, $\text{SrF}_2\text{-LaF}_3$, dont les mélanges isomorphes (de 0 à 25 % de LaF_3) s'expliquent par les substitutions de



Tout récemment on a même pu démontrer que dans les séries isomorphes $\text{SrO-Bi}_2\text{O}_3$ (rhomboédrique) et $\text{PbO-Bi}_2\text{O}_3$ (tétra-gonal) le nombre des ions métalliques contenus dans la maille est constant, tandis que le nombre des oxygènes est variable.

Montrons pour terminer que la « formule » du motif suggère le plus souvent la structure.

Les *serpentes* sont des silicates de magnésium hydratés de

formule $3 \text{MgO} \cdot 2 \text{SiO}_2 \cdot 2 \text{H}_2\text{O}$. Elles sont tantôt feuilletées (*antigorite*), tantôt fibreuses (*chrysotile*). Nous pouvons écrire la formule de ces minéraux ainsi :

1° $\text{Mg}_3\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$, qui met en évidence le clivage micacé;

2° $\text{Mg}_6(\text{OH})_6\text{Si}_4\text{O}_{11} \cdot \text{H}_2\text{O}$, admise par Warren et Bragg. Ces deux auteurs ont plus volontiers considéré la serpentine comme fibreuse et ont cru pouvoir écrire la formule sous le module de la formule d'une amphibole, en doublant la formule théorique précédente.

Ces deux formules ne s'opposent pas en ce qui concerne la représentation de la composition chimique brute du minéral; mais c'est par les hypothèses structurales qu'elles suggèrent ou contiennent, qu'elles s'opposent absolument.

Il faut remarquer que la formule de Warren et Bragg met en évidence deux sortes d'eau, la majeure partie possédant les caractères d'eau de constitution, le reste ayant au contraire une plus grande mobilité.

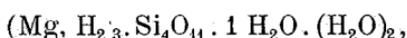
M^{lle} Caillère a repris l'étude de ce minéral, en joignant à l'étude optique et à l'analyse chimique des méthodes s'appliquant à une étude complète du processus de déshydratation. Ces méthodes comprennent l'analyse thermique différentielle et l'analyse aux rayons X par la méthode des poudres des minéraux originels et des produits de leurs transformations successives sous l'action de la chaleur. Elle a d'abord trouvé que les différences de facies des variétés de serpentine ne correspondent pas à des différences fondamentales dans les caractères spécifiques. En d'autres termes : les divers facies que présentent les serpentines ne sont que des caractères accessoires, qui correspondent à des différences de texture dans les agrégats cristallins que constituent ces minéraux. Mais l'étude quantitative de la déshydratation dans le vide montre que toutes les serpentines perdent leur eau en une seule fois. Il est donc très probable, quoique la question ne soit pas définitivement tranchée, qu'il faille s'en tenir à la formule en Si_2O_5 .

J. de Lapparent pense que si le chrysotile est fibreux, il le doit à la différence de surface de la couche tétraédrique en Si et de la couche octaédrique (de type brucite) en Mg qui provoque une courbure amenant le feuillet à se tordre comme un ruban de papier collant et à interrompre ainsi le développement phylliteux.

Nous n'insisterons pas sur la querelle qui depuis quelques

années met aux prises J. de Lapparent et H. Longchambon au sujet de la formule à attribuer à la *sépiolite* : $2\text{MgO} \cdot 3\text{SiO}_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$.

Longchambon et Migeon, qui ont fait l'étude de diverses sépiolites, frappés par la nature souvent fibreuse de ces corps, leur donnent une formule en Si_4O_{11} du type de celle des amphiboles :



tandis que la formule proposée par de Lapparent suggère une structure dont l'élément fondamental serait le feuillet Si_2O_5 des micas, avec remplacement partiel ($\frac{1}{4}$) des atomes de silicium par des groupes H_4 .

La formule de Longchambon interprète le triple rôle joué par l'eau dans la constitution du minéral et les trois stades de déshydratation :

1° eau zéolitique $(\text{H}_2\text{O})_2$;

2° l'hydrate $(\text{MgH}_2)_3 \cdot \text{Si}_4\text{O}_{11} \cdot 1 \text{H}_2\text{O}$;

3° le groupement $(\text{MgH}_2)_3 \cdot \text{Si}_4\text{O}_{11}$ se détruit vers 750° avec libération de l'eau contenue.

*
**

Il serait exagéré de dire que les nouveaux procédés d'investigation sont moins ardues que les anciens. Le plus souvent on n'arrive à débrouiller une structure qu'au prix de grands et pénibles efforts. C'est ce qui rebuta au début un grand nombre de minéralogistes, dont la discipline naturaliste s'accommode difficilement de méthodes physiques nécessitant de longs et laborieux calculs. Car, comme l'a fait remarquer de Tilly, si les nombres régissent le monde, ils le régissent sans l'amuser.

Les nouvelles conceptions ont engendré une nouvelle classification des minéraux plus simple, plus claire et plus cohérente que l'ancienne et déduite directement de l'examen des édifices cristallins. Nous trouvons cette classification dans les « Mineralogische Tabellen » de H. Strunz, parus en 1941, et qui contiennent en quelque sorte la synthèse de la minéralogie moderne, dont nous avons essayé de vous esquisser quelques traits essentiels.

Gand, Laboratoire de Minéralogie de l'Université

Les méthodes d'exploration géophysiques et le laboratoire de géologie (*),

par I. DE MAGNÉE,

Directeur du Centre belge d'études de Prospection géophysique.

Les mineurs et les géologues belges n'ont, en général, que des notions assez superficielles sur la prospection géophysique, pour la bonne raison que celle-ci n'était guère pratiquée dans notre pays, du moins avant 1942. Les rares applications qui ont été faites ici et au Congo ont été conduites par des géophysiciens étrangers, français ou suédois. A l'exception d'une application étendue, mais déjà ancienne, dans le domaine minier de l'Union Minière du Haut-Katanga, ces levés furent peu importants et locaux.

Faut-il conclure que les applications économiquement et techniquement possibles ici ou au Congo belge sont trop rares pour justifier la création d'une organisation belge capable de mettre en œuvre les procédés géophysiques modernes ?

Je ne le crois pas, surtout en ce qui concerne le Congo.

Il suffit de constater l'extraordinaire développement pris par la prospection géophysique, justifié par de nombreux succès, dans des pays dont la constitution géologique et les minéralisations sont analogues à celles de notre colonie.

Mais les ingénieurs belges manquent d'informations précises sur ces réalisations, sur la mise en œuvre sur le terrain des procédés, sur leurs possibilités et prix de revient respectifs.

Une opinion assez répandue est que les méthodes d'exploration géophysiques sont l'apanage exclusif de puissantes sociétés spécialisées, disposant d'appareils coûteux, généralement couverts par des brevets, et d'un personnel de physiciens et mathématiciens spécialement entraînés.

D'autre part, une grande partie de la littérature publiée sur la prospection géophysique est de nature à donner au géologue l'impression décourageante qu'il s'agit pour lui d'un domaine aride et défendu, hérissé d'intégrales triples. Cet appareil mathématique, d'abord difficile, décourage d'autant plus efficacement le géologue de terrain que se sont davantage estompées dans sa mémoire des notions mathématiques qui remontent à ses premières années d'Université.

(*) Conférence donnée devant la Société le 15 juin 1943.

Dès lors est prononcé le divorce entre le géologue de terrain, d'une part, le géophysicien, d'autre part. La géologie pratique est un métier, la géophysique appliquée en est un autre. Comme l'a dit Conrad Schlumberger, le géologue, connaissant l'infinie variété et la complexité des structures géologiques, considère avec beaucoup de méfiance son confrère géophysicien, qui, au moyen « d'hypothèses simplificatrices », réduit ces structures à des masses de composition uniforme et de forme géométrique parfaitement régulière. Car ce n'est qu'à ce prix qu'est possible une « interprétation mathématiquement rigoureuse » de mesures physiques faites à la surface du sol. Sachant cela, le géologue soupçonnera que les conclusions du géophysicien ont la même fragilité que ses hypothèses de départ.

En fait, certains géophysiciens et sociétés de géophysique ont, en quelque sorte, abusé de la confiance des sociétés minières qui employaient leurs services, largement rémunérés, faut-il le dire, en formulant des conclusions d'une précision illusoire. Il me souvient avoir lu un rapport prédisant, par exemple, l'existence, à 60 m. de profondeur, d'un filon de 80 cm. d'épaisseur. Ceux qui savent ce qu'est un filon, savent aussi qu'une telle conclusion est le fait de l'imagination féconde, mais dangereuse, d'un mathématicien.

Hâtons-nous de dire que de telles pratiques et de telles erreurs appartiennent au passé. N'oublions pas que la prospection géophysique est une technique jeune, âgée à peine de vingt ans. Les tâtonnements du début, l'enthousiasme de néophytes et le fait que les procédés ont été trop vite exploités commercialement expliquent ses insuffisances et ses échecs.

Dès lors, il importe de dissiper le malentendu qui sépare du géophysicien le géologue et l'ingénieur des mines. Rien n'est plus nuisible au progrès général, car, d'une part, le géophysicien ne peut comprendre et interpréter les résultats de ses mesures qu'à la lumière de la géologie et, d'autre part, le géologue ne peut ignorer l'efficacité de cet *outil nouveau que la technique moderne met à sa disposition*.

N'oublions pas que c'est à lui qu'il incombe de décider le recours à cette méthode nouvelle, de guider et de contrôler l'application et d'en tirer profit.

Mais il est actuellement possible de franchir un nouveau pas : nous essayerons de montrer que dans de nombreux cas pratiques, *le géologue peut employer lui-même cet outil !*

Il faut avouer que, jusqu'à présent, l'arsenal d'instruments

professionnels du géologue est resté singulièrement peu fourni : le marteau, la boussole et la loupe ne constituent pas précisément un bagage encombrant et varié. Le microscope tend à s'y joindre, et c'est un progrès. Bientôt s'y joindront un magnétomètre, un ohmmètre, voire un gravimètre. De nouvelles possibilités, un champ d'action élargi seront les corollaires de ces progrès.

Il y a dix ans, cette possibilité n'existait pratiquement pas. Elle existe maintenant et bientôt le recours à ces méthodes d'exploration s'imposera avec la même évidence dans des cas déterminés, que le recours aux sondages mécaniques dans d'autres cas.

Il faut donc envisager ce qu'on peut appeler une *vulgarisation* des procédés géophysiques. Cette vulgarisation devient possible parce que, de plus en plus, les brevets tombent dans le domaine public, les méthodes d'application et les instruments se standardisent et surtout parce que des firmes réputées placent sur le marché des instruments spéciaux de plus en plus *perfectionnés et précis*, mais aussi d'emploi *de plus en plus aisé et simple*. Quant à la partie mathématique que comporte l'interprétation, elle tend à se codifier : on n'emploie directement que des formules simples; les formules complexes sont traduites en abaques dont l'utilisation ne comporte pas de difficulté. Très souvent, tout calcul est éliminé, la représentation graphique des résultats des levés étant suffisamment parlante par elle-même.

Dès lors, la technique nouvelle n'aura pour le géologue plus rien de rébarbatif, à condition qu'il puisse facilement se mettre au courant de son application. Nos Universités devront lui ménager cette possibilité.

Reste l'importante question du *prix de revient* des instruments et de l'application sur le terrain. A tort ou à raison, l'exploration géophysique a la réputation d'être coûteuse. Les prix pratiqués par les sociétés de prospection géophysique semblent justifier cette opinion. Or, il est évident que le nombre de cas d'application utiles est en raison inverse du prix de revient. Pour être applicables, les procédés géophysiques doivent être beaucoup plus économiques que des recherches par puits ou sondages. On ne se passera jamais de ces derniers, mais l'intérêt de la géophysique est précisément de permettre de diminuer notablement le nombre de puits ou sondages nécessaires et de mieux placer ceux-ci, de façon à diminuer le prix de revient global de l'exploration.

Si l'on passe en revue les méthodes géophysiques, on se rend compte qu'effectivement plusieurs d'entre elles sont coûteuses, mais que d'autres ne le sont guère. Les premières resteront l'apanage de sociétés ou autres organismes spécialisés, disposant des capitaux nécessaires. Les secondes tendront davantage à se répandre et sont d'ores et déjà à la portée d'un laboratoire universitaire ou du service géologique d'une société minière. Ce sont précisément celles qui s'appliquent le mieux à la recherche des gîtes métallifères.

C'est de ces méthodes peu coûteuses que je voudrais vous entretenir, en m'appuyant autant que possible sur des exemples vécus.

I. — MÉTHODE MAGNÉTIQUE.

Rappelons que la méthode consiste à étudier l'influence, sur la répartition du champ magnétique terrestre, de massifs de roches ou minerais possédant une susceptibilité magnétique relativement élevée. Rentrent dans cette catégorie la plupart des roches éruptives et métamorphiques, de nombreux minerais de fer et de manganèse, les minerais sulfurés contenant de la pyrrhotine, les alluvions et éluvions contenant un assez fort pourcentage de « sables noirs » à magnétite et ilménite. Toutes ces roches ou minerais provoquent l'apparition, à leur aplomb, d'« anomalies » du champ magnétique.

En Belgique, les roches les plus magnétiques connues sont les phyllades à magnétite du Devillien.

L'instrument de mesure le plus pratique et le plus répandu est la balance magnétique d'Ad. Schmidt, construite par la Firme Askania. Elle permet la mesure directe de la composante verticale ou horizontale du champ terrestre.

Je ne vous parlerai que des balances *verticales* modernes (type Askania Gf6 et Gf7) qu'utilise actuellement le Centre belge d'études de Prospection Géophysique.

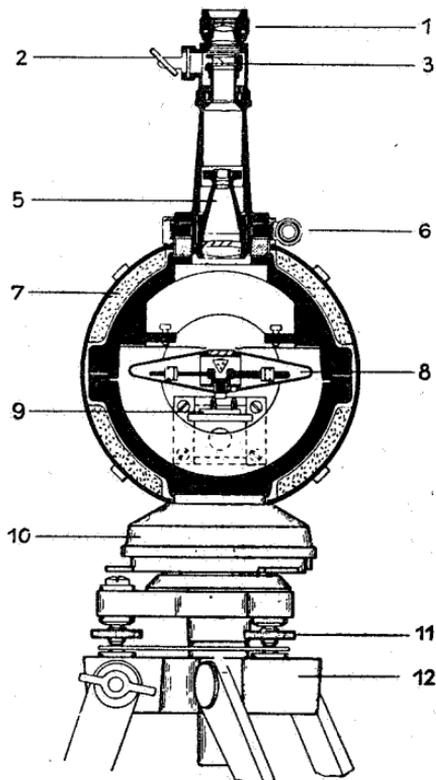
L'instrument se compose d'un aimant mobile reposant sur des supports horizontaux par l'intermédiaire de couteaux en quartz, exactement comme un fléau de balance de précision (voir fig. 1).

La composante verticale du champ magnétique terrestre agit sur l'aimant et le couple résultant tend à l'incliner de façon à ce que son pôle Nord s'abaisse (pour les latitudes septentrionales); ce couple est contrebalancé par un couple dû à la pesanteur, provenant de ce que le centre de gravité de l'équipage est excentré par rapport aux supports et se trouve du côté du pôle Sud de l'aimant mobile.

L'aimant prend une position d'équilibre déterminée, qui dépend de la valeur de la composante verticale Z. Une varia-

COUPE DE LA BALANCE MAGNETIQUE SELON AD. SCHMIDT
TYPE ASKANIA Gf6 1938

FIG. I



1- oculaire
2- miroir d'éclairage
3- échelle de lecture
5- téléobjectif
6- niveau

7- isolation thermique
8- système magnétique
9- système de calage
10- embase tournante
11- vis calantes
12- trépied

tion ΔZ de celle-ci se traduit par une déviation angulaire $\Delta\alpha$ de l'aimant. On démontre que $\Delta\alpha$ est proportionnel à ΔZ :

$$\Delta Z = k \cdot \Delta\alpha = k' (n - n_0).$$

La déviation angulaire se mesure à l'aide d'un petit microscope qui observe simultanément une graduation fixe et des traits de repère réfléchis par un petit miroir solidaire de l'aimant. Si n_0 et n sont les lectures faites en deux points dif-

férents, la déviation lue est $(n - n_0)$ et la variation ΔZ vaut $k'(n - n_0)$ gammas. Le facteur k' est la *constante d'échelle*.

La balance peut être étalonnée par comparaison avec des instruments absolus et l'on connaît donc les valeurs absolues de Z correspondant à chaque trait de la graduation. Pour fixer les idées, rappelons qu'en Belgique Z vaut actuellement environ 0,43 Gauss, soit 43.000 gammas.

Dans les meilleurs instruments, la constante d'échelle peut être abaissée jusqu'à 10 gammas par division de l'échelle de lecture. Mais une sensibilité de 25 gammas est en général suffisante. On peut faire les lectures à un dixième de division près, soit 2,5 gammas. Compte tenu de diverses causes d'erreur, la précision réelle est de l'ordre de 5 gammas pour des mesures soignées.

Les instruments modernes sont compensés pour les variations de température.

En levé de précision moyenne, la durée totale d'une mesure, mise en station comprise, est d'environ 4 minutes et peut être abaissée à 3 minutes en utilisant deux trépieds.

Un opérateur accompagné d'un aide peut donc effectuer plus de 100 stations par jour, si les conditions de terrain sont favorables et le repérage des stations facile.

La méthode magnétique est donc rapide et peu coûteuse.

Toutefois, elle est grevée par une servitude gênante. En effet, on sait que le champ magnétique en un point n'est pas constant, mais affecté de variations *diurnes* et, de plus, d'autres variations plus amples mais à longue période. Toutes ces variations sont synchroniques et de même valeur pour une vaste région.

En Belgique, au cours d'une journée, la composante verticale passe par un maximum et par un minimum, dont l'écart dépasse rarement 30 gammas.

Lorsque les anomalies à mesurer sont faibles et qu'il est donc indispensable de faire un *levé précis*, il faut évidemment tenir compte de cette variation dans le temps et apporter aux mesures une correction correspondante. Cette donnée importante sera de préférence fournie par un *observatoire magnétique*, où fonctionne un instrument fixe muni d'un dispositif d'enregistrement automatique.

Grâce à l'initiative de M. le Prof^r Dehalu, un tel observatoire a été créé à *Manhay* (Luxembourg belge) et fonctionne encore actuellement.

Les valeurs mesurées sur le terrain et dûment corrigées sont portées sur la carte. On trace ensuite les *isogammes*, soit pour le cas qui nous occupe, les courbes suivant lesquelles le champ vertical reste constant. Suivant l'affleurement d'une couche magnétique redressée se dessineront des « *crêtes d'anomalie positive* », généralement séparées par des zones d'anomalie négative. Souvent une telle carte sera par elle-même suffisamment claire pour que le géologue puisse se dispenser de calculs d'interprétation et procéder directement au tracé des couches ou masses à susceptibilité magnétique anormale.

La valeur scientifique et pratique d'une telle carte est d'autant plus grande que la région étudiée est plus pauvre en affleurements. Observons qu'une couverture de terrains meubles atténue les anomalies, mais ne les supprime pas.

C'est ainsi que l'on pourrait parfaitement établir magnétiquement les grands traits de la carte géologique du socle cambrien du Brabant méridional, bien qu'il soit caché presque entièrement sous les sables tertiaires.

Donnons comme exemple un levé de détail effectué récemment entre Court-Saint-Étienne et Mont-Saint-Guibert. Près de la limite entre les schistes noirs de Mousty et les phyllades verts et quartzites du Devillien, on connaissait un seul affleurement de phyllade à magnétite. Vu la rareté des affleurements, tout tracé géologique était nécessairement hypothétique.

La carte magnétique ⁽¹⁾ révèle la présence de plusieurs couches de phyllade à magnétite, affectés de plis et de failles. L'amplitude totale des anomalies locales atteint 1.500 gammas. Il a été nécessaire de faire près de 1.100 stations pour une superficie de 2 km².

La plus forte anomalie régionale connue auparavant en Belgique était celle des Hautes-Fagnes, étudiée par M. Hoge. Elle atteint 750 gammas. La carte de M. Hoge couvre presque tout le massif cambrien de Stavelot (fig. 2).

Une longue crête d'anomalie positive court en direction N.E.-S.W., parallèlement et à courte distance de la bordure gedinienne S.-E. du massif. La signification géologique de cette anomalie n'est pas encore élucidée définitivement. Elle semble correspondre à une zone métamorphique. L'interprétation est

(1) Cette carte a été publiée dans les *Annales de la Société géologique de Belgique*, t. LXVII, 1944, p. 546. Mémoire intitulé : « Etude magnétique de la tectonique du Cambrien du Brabant à l'Est de Court-Saint-Étienne », par I. DE MAGNÉE et J. RAYNAUD.

rendue difficile par le fait que les stations de mesure sont trop distantes pour permettre un tracé précis et fidèle des isogammes.

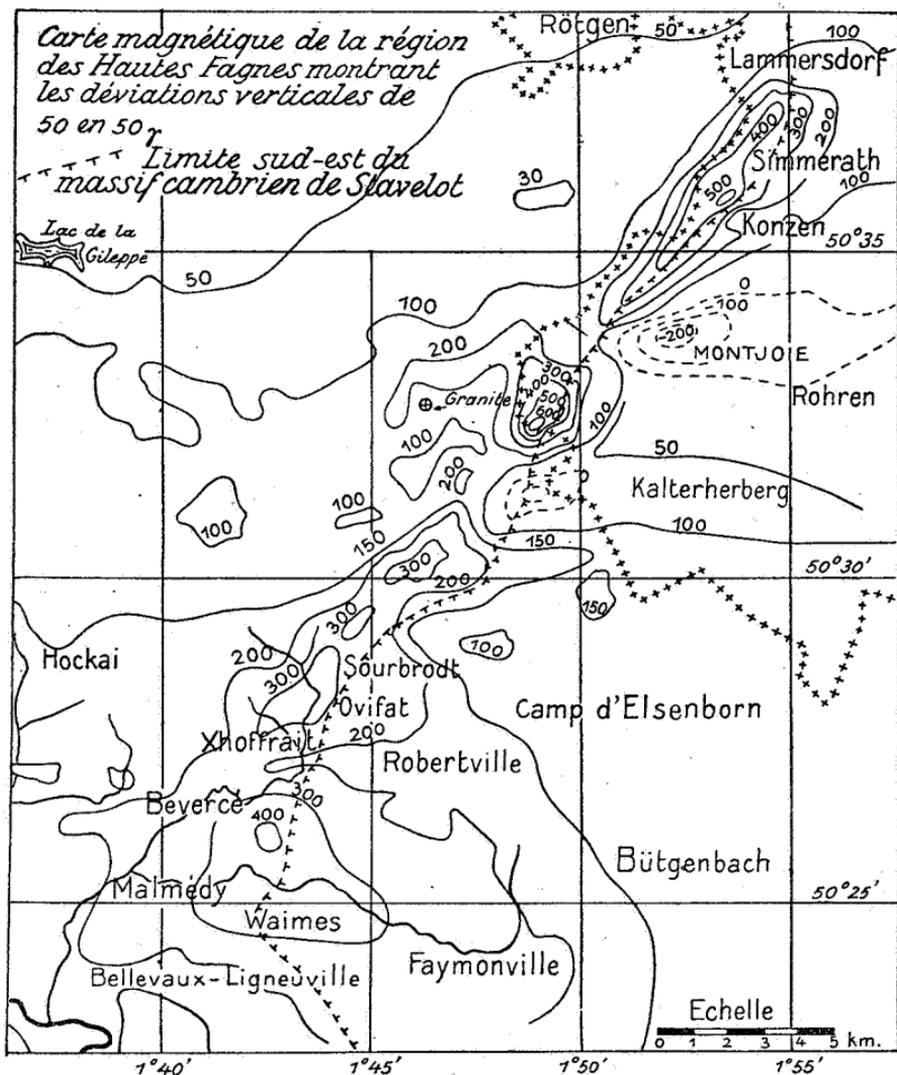


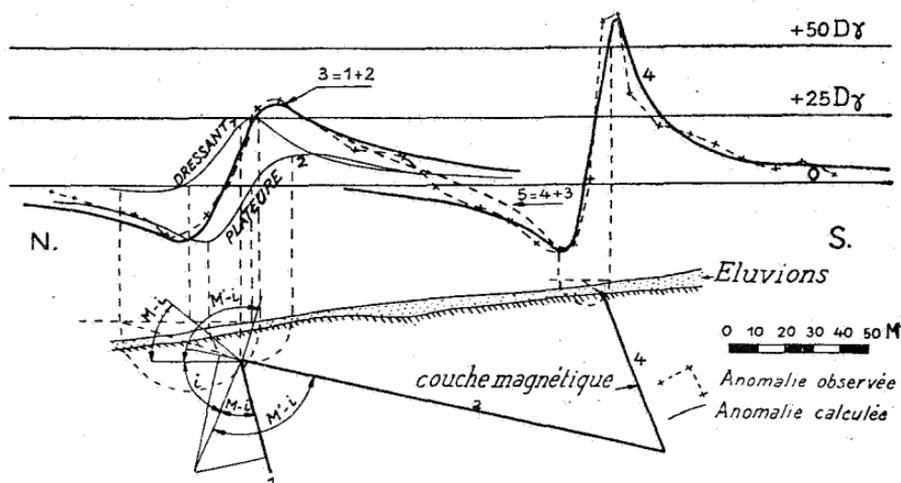
FIG. 2.

Au lieu de cartes d'isogammes, il est souvent plus expédient de se contenter d'effectuer une série de « *profils magnétiques* », orientés autant que possible normalement à la direction tectonique générale.

Dans le cas de couches régulières, ces profils peuvent être interprétés mathématiquement. On peut déduire des courbes

l'inclinaison des bancs et l'épaisseur des terrains de recouvrement ⁽²⁾.

Empruntons à M. P. Duhoux ⁽³⁾ l'interprétation d'un profil magnétique qui indique qu'un double pli affecte localement la couche de phyllade à magnétite entourant le massif quartzitique de Hourt, près Vielsalm (fig. 3).



Détermination magnétique d'une structure en Plateure et Dressants, affectant la couche de Phyllade à Magnétite du Cambrien de Hourt, (massif de Stavelot) Dressant Lifa-Becharprez.

FIG. 3.

Terminons par l'exemple le plus célèbre de prospection magnétique à but industriel. Au cours des années 1930-1935, une prospection magnétique à grande échelle permet de découvrir le prolongement occidental des conglomérats aurifères du Rand (Transvaal), sous une couverture discordante très épaisse (300 à 600 m) de terrains plus récents. Cette découverte sensationnelle augmenta considérablement les réserves de minerai du plus grand producteur d'or mondial (voir fig. 4).

Ni le conglomérat, ni les roches encaissantes ne sont magnétiques, mais à plusieurs centaines de mètres sous le conglomérat et en concordance avec lui existent plusieurs horizons de phyllades à magnétite (voir coupe fig. 4).

⁽²⁾ Voir mémoire cité plus haut.

⁽³⁾ P. DUHOUX, Étude géomagnétique du Massif de Hourt (*Ann. Soc. géol. de Belgique*, t. LXII, pp. 107-151, 1938-1939).

On suivit pas à pas les crêtes d'anomalie correspondant à ces horizons, malgré l'existence de failles importantes et de terrains de recouvrement. Par parallélisme, on put tracer l'allure probable du conglomérat et choisir l'emplacement de

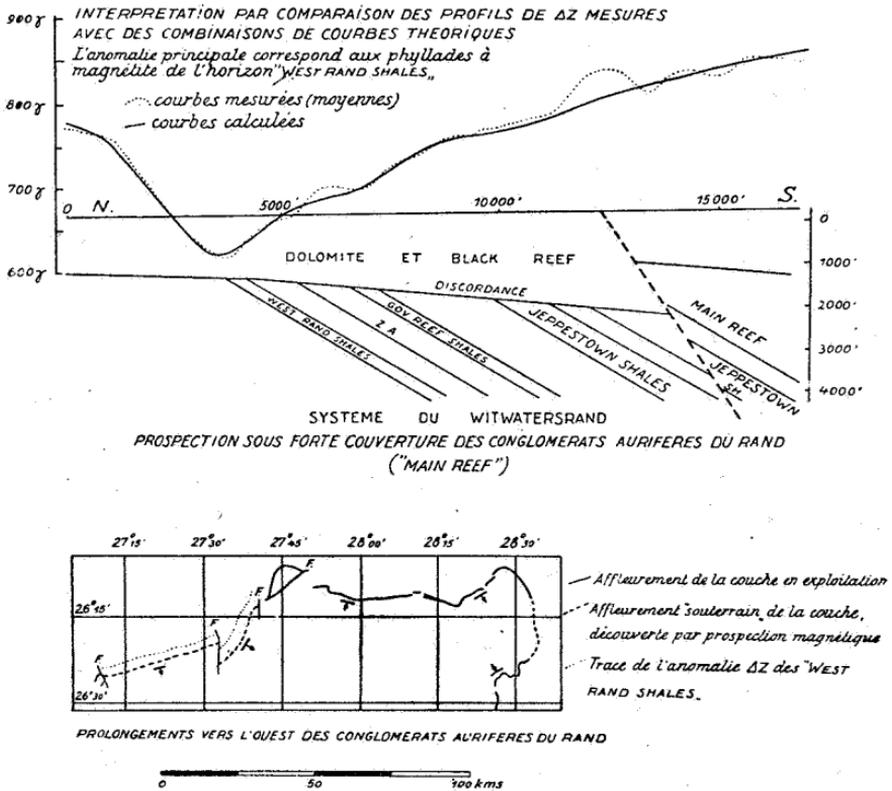


FIG. 4.

sondages profonds, qui recoupèrent effectivement la couche aurifère. La coupe transversale figure 4 indique la situation géologique et l'allure des profils magnétiques obtenus.

II. — MÉTHODES ÉLECTRIQUES.

Ces méthodes sont nombreuses et variées. Il en est de même pour les instruments utilisés. Il ne peut être question de faire un exposé complet des principes et des modes d'application. Nous nous contenterons de parler de quelques procédés simples et pratiques.

La plupart des méthodes électriques se basent sur les fortes différences de conductibilité électrique qui existent entre les

diverses roches et entre celles-ci et les minerais. Ces différences peuvent être mises en évidence et localisées en étudiant la façon dont les courants électriques se répartissent dans le sol.

On réalise cette exploration au moyen d'*électrodes*, qui sont de simples prises de terre portatives. Le dispositif le plus fréquemment utilisé consiste en deux *électrodes d'émission* (électrodes primaires) et deux *électrodes de réception*, dites aussi électrodes secondaires ou électrodes de potentiel.

Il existe deux méthodes qui utilisent des *courants naturels* et dans lesquelles les électrodes d'émission sont donc supprimées.

La plus ancienne est la *méthode par polarisation spontanée*. Depuis longtemps on s'est aperçu que des *gisements sulfurés en voie d'oxydation* donnent naissance spontanément à des courants électriques notables, faciles à enregistrer. Le savant français Conrad Schlumberger a eu, le premier, l'idée d'utiliser ces courants naturels pour déceler la présence de masses et filons de pyrite, de sulfures de cuivre et de galène.

En effet, à l'aplomb de tels gisements apparaît à la surface du sol une zone polarisée négativement par rapport aux environs. On a enregistré des différences de potentiel atteignant 0,5 volt.

Cette méthode est extrêmement simple et peu coûteuse, puisque tout l'outillage consiste en un potentiomètre ordinaire, des câbles isolés et deux électrodes. Toutefois, pour éviter l'effet parasite des forces électromotrices de contact, ces électrodes doivent être du type « *impolarisable* » : ce sont de petits vases en porcelaine poreuse, contenant une solution saturée de sulfate de cuivre, solution dans laquelle plonge une lame de cuivre raccordée aux bornes du potentiomètre. Ces électrodes sont également utiles lorsqu'on emploie un courant d'émission artificiel continu.

Outre les minerais sulfurés, les *roches graphiteuses* provoquent, elles aussi, de fortes polarisations spontanées : cela peut être, suivant les cas, une gêne ou un avantage.

Nous ne connaissons pas de cas d'application en Belgique. Nos filons pyriteux se présentent défavorablement en vue de l'applicabilité de cette méthode, car en général la base de la zone d'oxydation se trouve bien au-dessous du niveau hydrostatique, de sorte que le processus d'oxydation est actuellement arrêté.

Citons simplement une application à grande échelle aux gisements de cuivre du Haut-Katanga. On sait que ceux-ci sont logés dans des lambeaux faillés d'allure générale anticlinale. La minéralisation affecte des couches déterminées de la Série des Mines. Dans l'ensemble sont interstratifiées deux couches de schistes graphiteux.

Il fut aisé de suivre celles-ci au moyen de profils de polarisation spontanée successifs, malgré la présence de terrains de recouvrement. Ces levés aidèrent considérablement les géologues à établir la carte géologique détaillée des gisements

PROFILS PS SUR SCHISTES GRAPHITEUX AU KATANGA

Exemple d'étude tectonique

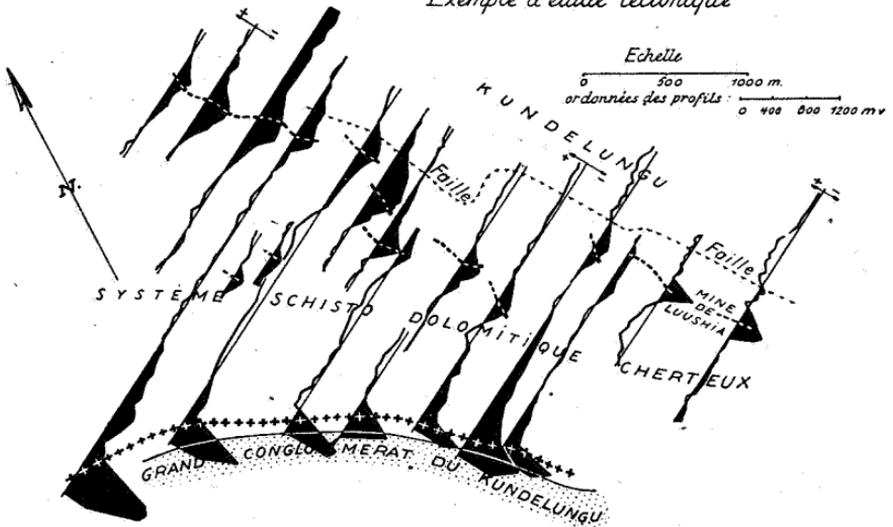


FIG. 5.

(exemple : Mine de Luushia, fig. 5). La minéralisation cuivreuse elle-même ne donne pas de polarisation marquée.

C'est un bel exemple de prospection *indirecte*. Elle ne pouvait d'ailleurs donner de résultats utiles qu'aux mains du géologue familiarisé avec les roches et conditions de gisement des mines de cuivre congolaises.

Il est évident que l'application de cette méthode si simple peut être confiée sans inconvénient au géologue de terrain.

Depuis quelques années, l'école française Schlumberger met au point une nouvelle méthode basée sur l'utilisation des *courants telluriques*. La méthode employée est analogue à celles

employant des sources de courant continu artificielles. Cependant, la variabilité dans le temps des courants telluriques oblige de rapporter les mesures de densité de courant à des mesures faites au même moment à une station de base, comme c'est le cas pour la méthode magnétique.

Abordons maintenant les méthodes électriques utilisant des *courants artificiels*. Elles sont extrêmement souples et peuvent s'adapter à de nombreux problèmes géologiques. Leur utilisation ne se borne d'ailleurs pas à la prospection minière, mais les applications sont également nombreuses dans le domaine du Génie civil et de l'Hydrologie. Il faut souhaiter que les géologues universitaires et les Services géologiques les utilisent de plus en plus pour préciser les tracés des cartes géologiques.

Toutes ces méthodes sont à *profondeur d'investigation réglable* au gré de l'opérateur. On peut les utiliser pour la détermination à faible profondeur des petits détails d'une structure géologique, comme pour l'étude de vastes ensembles enfouis sous des terrains de couverture de plusieurs centaines de mètres d'épaisseur.

A. — Méthode des lignes équipotentielles.

Une des méthodes les plus anciennes est celle des « lignes équipotentielles » ou « cartes des potentiels ».

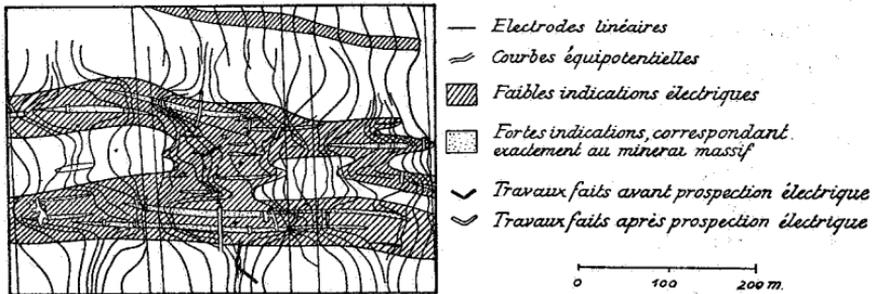
Au moyen de deux prises de terre portatives, on explore le champ électrique qui s'établit à la surface du sol entre deux électrodes d'émission fixes, reliées aux bornes d'une source de courant alternatif ou continu. Cette exploration s'effectue à l'aide de deux électrodes secondaires reliées aux bornes d'un galvanomètre ou téléphone : l'une est maintenue fixe et l'autre déplacée sur le terrain jusqu'à ce que le courant s'annule. Dès lors, les deux emplacements sont au même potentiel. En procédant de proche en proche, on peut ainsi « filer » les lignes équipotentielles, tout comme on opère pour tracer les lignes de niveau d'une carte topographique.

Des distorsions locales dans l'allure des lignes équipotentielles ainsi tracées sur la carte indiquent la présence à faible profondeur de masses plus conductrices ou plus résistantes que les terrains encaissants. Il est facile de se rendre compte qu'au-dessus d'une masse conductrice les équipotentielles s'écartent, tandis qu'elles se resserrent à l'aplomb d'une masse résistante.

La méthode a été employée avec d'assez bons résultats pour

préciser l'allure des filons de pyrite de Vedrin, près Namur.

La figure 6 donne un exemple d'application à la recherche de gîtes lenticulaires de pyrite à Kristineberg, en Suède, travail exécuté par des géophysiciens suédois.



LEVÉ PAR LA METHODE DES LIGNES EQUIPOTENTIELLES DES LENTILLES DE PYRITE DE KRISTINEBERG (J. EK LUND)

FIG. 6.

La méthode ne permet pas d'interprétation précise; la profondeur d'investigation est assez faible et varie avec la distance aux électrodes primaires. On n'a guère employé ce procédé que pour la recherche de minerais sulfurés bons conducteurs.

B. — Cartes et profils de résistivité.

La résistivité électrique est un paramètre physique qui caractérise les différentes roches, au même titre que la composition minéralogique et la structure pétrographique. Elle diffère dans une très large mesure d'une roche à l'autre. Elle dépend surtout de la teneur en eau et de la teneur de celle-ci en électrolytes. Cependant, dans une même région, chaque roche en place, de composition lithologique déterminée, conserve une résistivité suffisamment constante pour que l'on puisse la différencier des autres roches au moyen de mesures de résistivité.

Si l'on multiplie sur le terrain des mesures locales de résistivité, on pourra tracer des « lignes d'équirésistivité » et obtenir ainsi une « carte des résistivités ». Celle-ci sera un fidèle reflet de la carte lithologique. En possession de celle-ci et de l'échelle stratigraphique de la région, le géologue pourra tracer la carte géologique.

Bien entendu, les *terrains de couverture* influencent les mesures et estompent d'autant plus l'image électrique du sous-

sol à explorer, que leur épaisseur est forte ou variable et leur composition irrégulière.

Supposons un terrain homogène sur lequel on dispose en ligne droite les électrodes d'émission et les électrodes secondaires, celles-ci placées entre les deux premières (fig. 7). Si les quatre électrodes sont équidistantes (distance a mètres), la

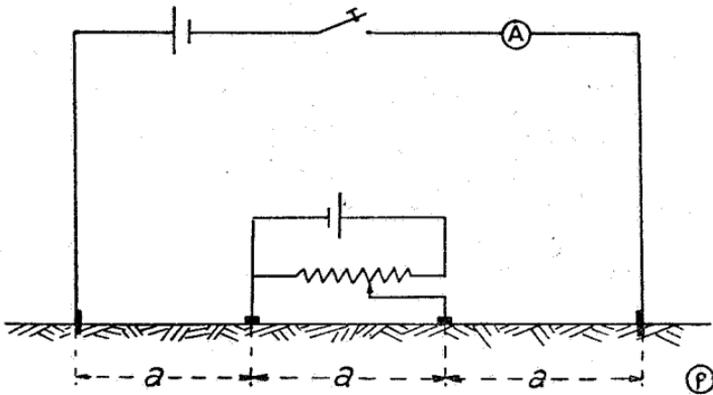


FIG. 7.

résistivité du terrain peut se calculer par la formule de Wenner :

$$\rho = 2\pi a \frac{V}{I} \text{ (ohms/m).}$$

I est le courant d'émission, V la différence de potentiel observée entre les électrodes secondaires.

Si, à l'emplacement de la mesure, le terrain n'est pas homogène et est composé de plusieurs couches de résistivités différentes, ρ ne représente pas une résistivité vraie mais une « *résistivité apparente* ».

Supposons une région formée par une série de formations épaisses et redressées, de composition lithologique différente. Si la distance a est choisie petite par rapport à la largeur des bandes suivant lesquelles chaque terrain affleure, on pourra facilement dresser la *carte des résistivités* en déplaçant le quadripole de mesure, tout en gardant a constant.

S'il existe un recouvrement régulier de terrains horizontaux, on pourra encore établir une carte des résistivités valable, à condition de choisir a assez grand pour que le courant pénètre efficacement dans le sous-sol à cartographier. En fait, a devra être au moins le double de l'épaisseur du recouvrement. On

Au lieu de dresser des cartes complètes, on peut se contenter de mesurer quelques « *profils de résistivité* » normaux à la direction dominante de la structure à étudier. Il suffira de placer les stations successives en ligne droite.

Donnons comme exemple un profil obtenu en Ardenne

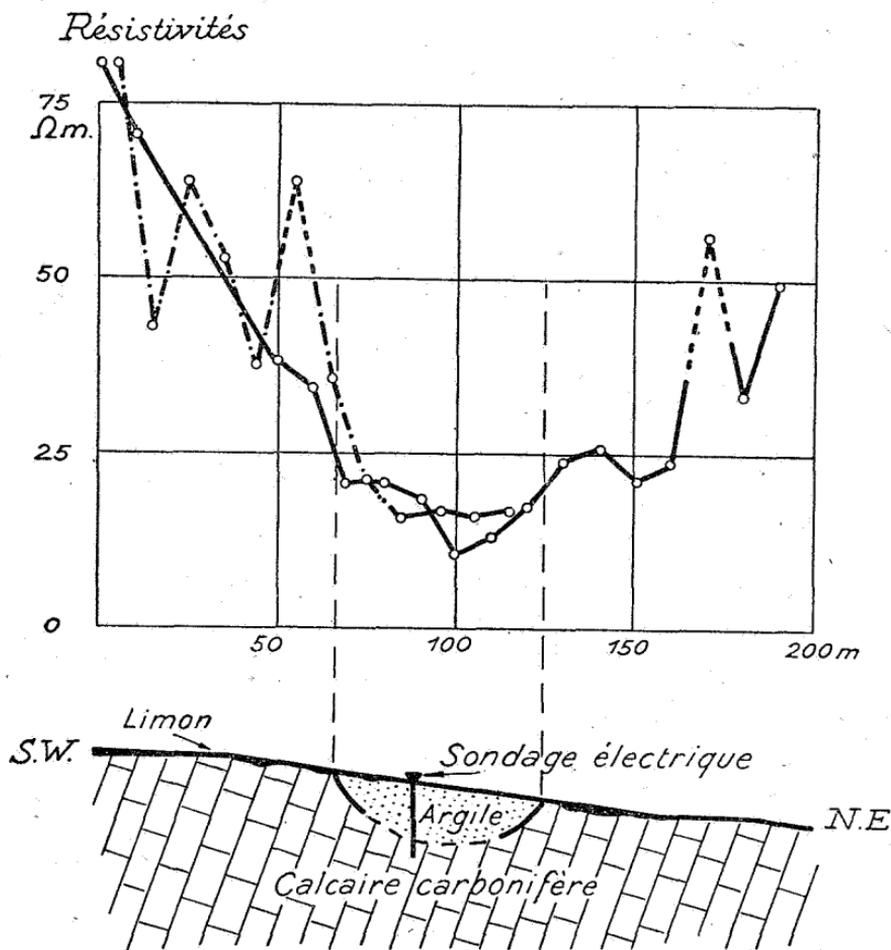


FIG. 10.

au-dessus d'un contact vertical entre le calcaire givétien et les schistes couviniens (fig. 9).

Les applications utiles possibles en Belgique sont légion. Citons la possibilité de localiser des poches d'argile plastique dans les calcaires du Condroz et de l'Entre-Sambre-et-Meuse. L'argile est, en effet, beaucoup plus conductrice que le calcaire.

Sur une telle poche, nous avons obtenu des profils de résistivité d'allure caractéristique (fig. 10). La disposition géolo-

gique est figurée d'après de nombreux petits sondages qui étaient en cours d'exécution à l'époque du levé électrique. La couverture de limon avait 1 à 2 m d'épaisseur.

INSTRUMENTS UTILISÉS. — Puisqu'il s'agit de mesurer une intensité de courant et une tension, il faut, en principe, un ampèremètre et un potentiomètre (l'emploi du voltmètre est exclu car aucun courant ne peut être dérivé par la ligne secondaire à l'instant de la mesure, sous peine de troubler la répartition du courant dans le sol). C'est ainsi que procèdent les géophysiciens français.

Si l'on peut se contenter d'une *faible profondeur* d'investigation, donc d'un faible courant d'émission, on emploiera avec avantage l'un des « *mesureurs de terre* » à *magnéto*, construits par des firmes américaines, anglaises ou allemandes. Ces appareils mesurent directement le rapport V/I et fournissent le courant nécessaire par rotation à la main d'une magnéto. L'emploi de courant alternatif permet d'utiliser comme électrodes de simples piquets métalliques.

L'appareil de ce genre le plus connu et le plus ancien est le « *Megger* », de construction anglaise.

SCHEMA DE PRINCIPE DU "MESUREUR DE TERRE,, SIEMENS

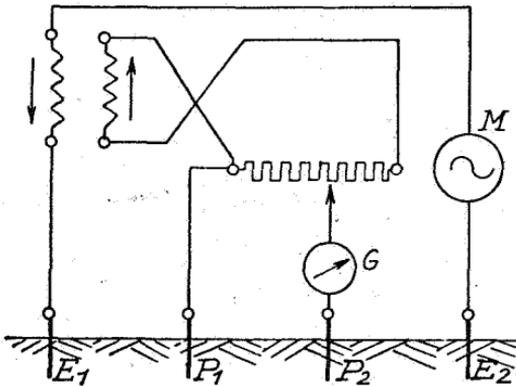


FIG. 11.

Le *mesureur de terre Siemens* est plus simple et encore moins encombrant (poids 6 kg). La figure 11 en donne le schéma de principe.

L'équipement complet peut être facilement porté et employé par un *seul opérateur*. On peut exécuter par jour un grand

nombre de stations. Les seules opérations qui prennent du temps sont le déplacement sur le terrain des électrodes et câbles électriques, ainsi que le repérage topographique.

On conçoit qu'un appareil de ce genre peut rendre, à peu de frais, de grands services pour le levé de cartes géologiques dans une région telle que la Haute-Belgique, ainsi que pour l'étude de projets de grands travaux. Comme nous le verrons, les mêmes appareils conviennent pour l'exploration de terrains horizontaux.

C. — Sondages électriques.

Dans les régions à sous-sol formé de terrains horizontaux ou faiblement inclinés, le principal problème qui se pose est la détermination de l'épaisseur des diverses couches.

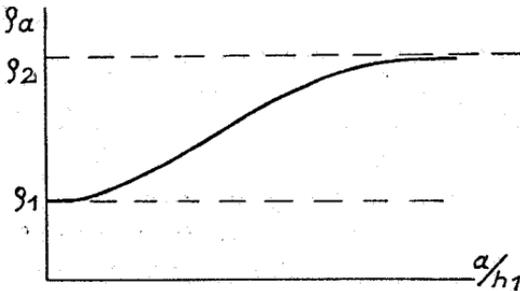
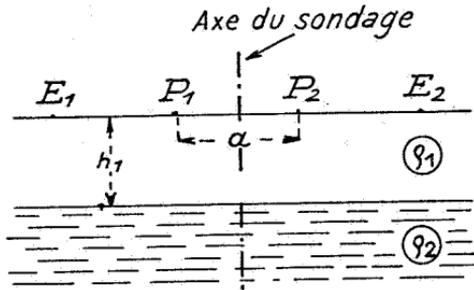


FIG. 12.

Examinons le cas simple où il s'agit de déterminer électriquement l'épaisseur h_1 d'une couche de résistivité ρ_1 , reposant sur une couche épaisse de résistivité ρ_2 (fig. 12).

Adoptons la disposition d'électrodes de Wenner et maintenons fixe le centre du dispositif. Faisons une série de

mesures de la résistivité apparente ρ_a , pour des *valeurs croissantes* de

$$a = P_1 P_2 = E_1 P_1 = P_2 E_2.$$

Si a est petit par rapport à h_1 , il est évident que le ρ_a mesuré sera voisin de ρ_1 . Par contre, si a devient grand, le ρ_a mesuré se rapprochera de ρ_2 . Sur un graphique représentant ρ_a en fonction de a/h , on obtiendra une courbe du type représenté par la figure 12 pour le cas de $\rho_2 = 3\rho_1$. L'équation générale des courbes de ce genre peut s'écrire

$$\rho_a = F \left(\frac{a}{h} \cdot \frac{\rho_2}{\rho_1} \right).$$

La théorie des images de Thomson permet d'établir cette formule. On a publié des abaques donnant ρ_a/ρ_1 en fonction de a/h , pour une série de valeurs de ρ_2/ρ_1 allant de $-\infty$ à $+\infty$ (fig. 13).

Dès lors, il suffira de comparer aux courbes théoriques la courbe expérimentale obtenue sur le terrain. Si l'on a choisi convenablement l'échelle des abscisses, la courbe expérimentale viendra s'intercaler régulièrement entre deux courbes théoriques voisines.

On élimine la difficulté du choix de l'échelle des coordonnées en utilisant pour toutes les courbes des échelles bilogarithmiques : un changement d'échelle se traduit alors par une simple translation parallèle à un axe des coordonnées.

Si l'on obtient une bonne coïncidence avec les courbes théoriques, le problème est résolu, puisqu'on connaît maintenant l'échelle des abscisses, soit le rapport a/h_1 , a étant connu. On obtient donc h_1 , c'est-à-dire la profondeur cherchée.

Le cas simple envisagé se rapporte notamment à la détermination de l'épaisseur d'une couche meuble, par exemple des alluvions ou éluvions, cachant un substratum de roches dures. Mais très souvent entrent en ligne de compte une troisième ou une quatrième couche. Dans ce cas, les formules théoriques sont compliquées et l'interprétation assez difficile. Elle peut être faite de proche en proche en ramenant au cas de deux couches, ou bien par comparaison avec des courbes théoriques pour 3 ou 4 couches, ce qui n'est possible que si l'on dispose d'un grand nombre d'abaques théoriques.

La figure 13 montre une application à la détermination de l'épaisseur d'une couche d'alluvions recouvrant un bed-rock

schisteux (vallée du Viroin). La superposition de la courbe expérimentale (trait gras) aux courbes théoriques indique une épaisseur un peu supérieure à 3 m.

Divers auteurs ont proposé des règles empiriques d'interprétation, qui permettent d'obtenir immédiatement, sans utilisation d'abaques, des chiffres *approximatifs*.

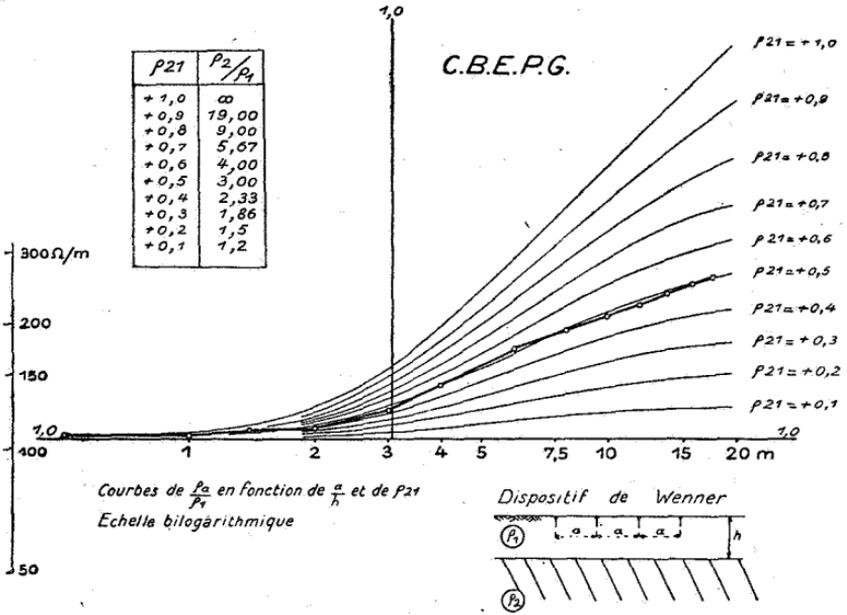


FIG. 13.

Le déplacement répété des 4 électrodes prend beaucoup de temps. Aussi a-t-on tenté avec succès de simplifier les opérations sur le terrain. Ainsi, dans la méthode Schlumberger, les électrodes secondaires sont maintenues fixes. Dans la méthode dite à *électrode unique*, les électrodes d'émission sont fixes, l'une d'entre elles étant placée très loin des électrodes secondaires. On déplace celles-ci sur une ligne droite passant par l'électrode primaire proche. La verticale passant par celle-ci est l'axe du sondage. Enfin, on peut maintenir fixes les électrodes secondaires et ne déplacer que l'électrode proche.

D. — Tranchées électriques.

On entend par là des profils électriques destinés à rechercher et localiser les surfaces de discontinuité *d'allure redressée*, telles que des *contacts* normaux, par faille ou intrusifs, ou encore des *filons* ou zones de broyage.

Les profils de résistivité appartiennent à ce genre d'exploration, mais il existe des méthodes plus rapides et plus sensibles, ne nécessitant pas le déplacement de 4 électrodes après chaque station.

Dans tous ces procédés, les électrodes d'émission sont fixes et l'on explore le champ électrique suivant un profil rectiligne, en déplaçant par bonds les électrodes secondaires, ou l'une d'entre elles. On mesure en général le *gradient de potentiel* ou une fonction dérivée de ce gradient.

En réalité, ce qui importe en vue de l'interprétation, c'est de représenter, en tous les points de station, *l'écart* entre le champ électrique réellement établi et le *champ théorique* qui existerait si le sol était parfaitement homogène. Ce champ théorique se calcule aisément, car il est une fonction simple

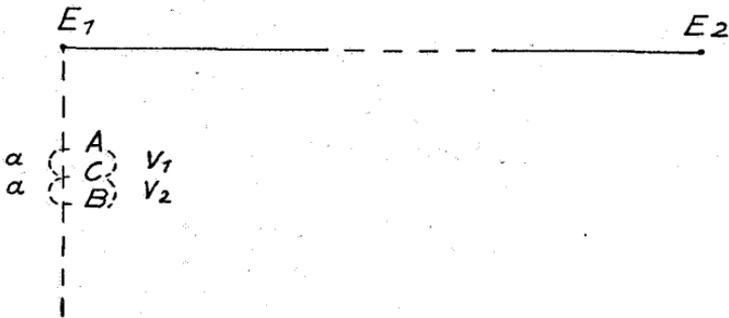


FIG. 14.

des distances horizontales entre les électrodes primaires et secondaires.

Pour ne faire apparaître dans les courbes que *l'écart par rapport à la normale*, c'est-à-dire *l'anomalie*, il suffira de *diviser* les grandeurs mesurées par leur valeur normale théorique. On portera ce quotient en ordonnée et, en abscisses, les distances horizontales entre les électrodes secondaires et l'une des électrodes primaires.

Il existe plusieurs procédés pour effectuer des tranchées électriques. Nous ne parlerons que d'un de ces procédés, qui s'est révélé particulièrement efficace aux mains des géophysiciens suédois : c'est la *méthode ratiométrique*.

Elle utilise des électrodes d'émission très distantes, E_1 et E_2 . Le profil part d'une électrode E_1 et est normal à la droite E_1E_2 . On utilise *trois* électrodes secondaires (A, B et C) équidistantes ($AC=CB=a$) (voir fig. 14).

On ne mesure que le *rapport* V_2/V_1 entre les différences de potentiel établies respectivement entre C et B et entre A et C.

On déplace ensuite les trois électrodes de la distance a , en conservant le même alignement et la même équidistance. On mesure le nouveau rapport V_2/V_1 , et ainsi de suite. On divise ensuite les valeurs trouvées par les valeurs normales et l'on obtient une série de *rappports corrigés* oscillant autour de l'unité (voir fig. 15, 18). La théorie et la pratique montrent qu'à l'aplomb d'un contact ou d'un filon, la courbe V_2/V_1

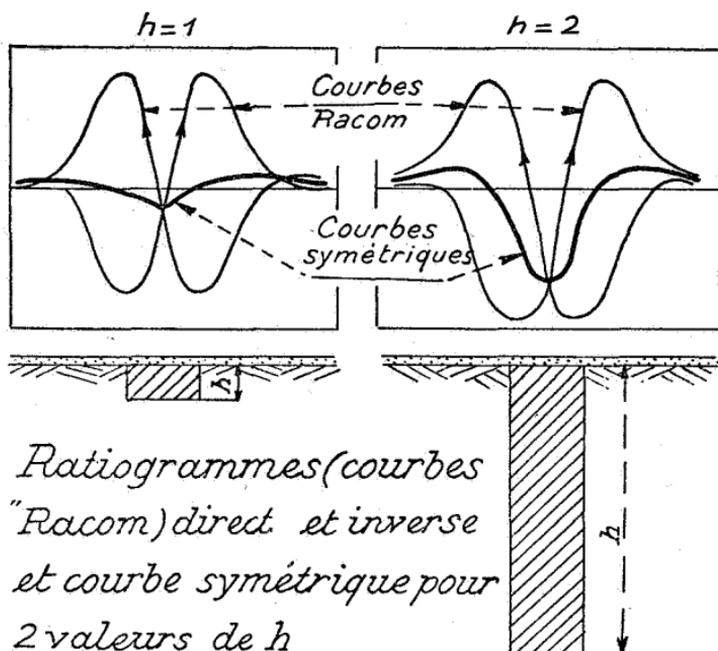


FIG. 15.

décrit une double oscillation autour de la valeur 1, attribuée à l'axe des abscisses (fig. 15).

On désire mesurer les anomalies dues à des variations locales de conductibilité électrique existant *en profondeur* dans le sous-sol. Mais il est évident qu'il existe un danger de confusion avec les anomalies dues au manque d'homogénéité du terrain superficiel. Une variation locale d'humidité du sol suffit pour troubler le champ électrique.

La méthode ratiométrique permet, d'une façon assez élégante, d'éliminer en partie l'influence de la couche superficielle. Dans ce but, on effectue deux mesures en chaque point de station du profil : la première avec l'électrode proche à un

bout de ligne (E_1), la deuxième avec l'électrode proche à l'autre bout (E_1'). On dispose la ligne de courant « en Y » et l'on place un inverseur près du groupe électrogène G (voir fig. 16).

Sur le diagramme, on porte en ordonnées, en chaque station, les deux valeurs observées, après correction pour valeur normale. On obtient ainsi un profil « direct » et un profil « inverse ».

On comprend que si l'anomalie est d'origine purement superficielle, les deux valeurs corrigées doivent être l'une l'inverse de l'autre, du moins approximativement. Ce n'est pas le cas

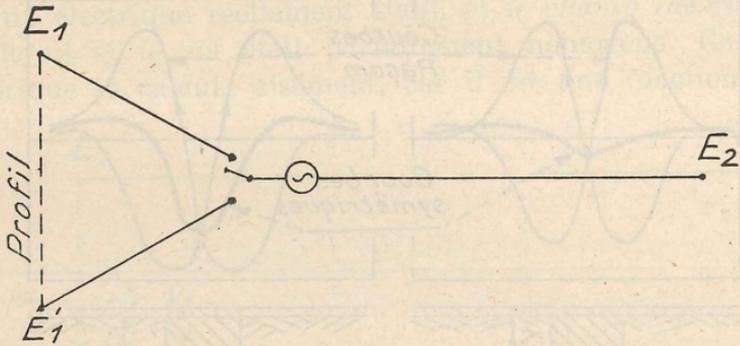


FIG. 16.

lorsqu'il s'agit d'une anomalie profonde due, par exemple, à une masse tabulaire verticale de résistivité anormale (fig. 15).

Si donc on trace la *courbe moyenne* ou « courbe symétrique », à *mi-distance* entre les courbes directe et inverse, on doit obtenir dans le premier cas une ligne se confondant approximativement avec l'axe des abscisses.

Dans le cas d'anomalies d'origine profonde, la courbe moyenne doit s'écarter notablement de la valeur 1 (axe des abscisses) à l'aplomb du filon ou contact redressé, cause de l'anomalie. C'est ce que montre la comparaison des deux cas théoriques auxquels se rapportent les courbes de la fig. 15.

INSTRUMENTS. — La mesure du rapport V_2/V_1 est aisée, d'autant plus que des variations du courant d'émission ne l'influencent pas.

La figure 17 montre le schéma de principe du pont de mesure. Dans la branche OC (« diagonale » du pont) est intercalé un amplificateur à lampes de radio, alimentant un galvanomètre sensible. Au moyen de la résistance variable, disposée en décades, on annule le courant passant par le galvanomètre.

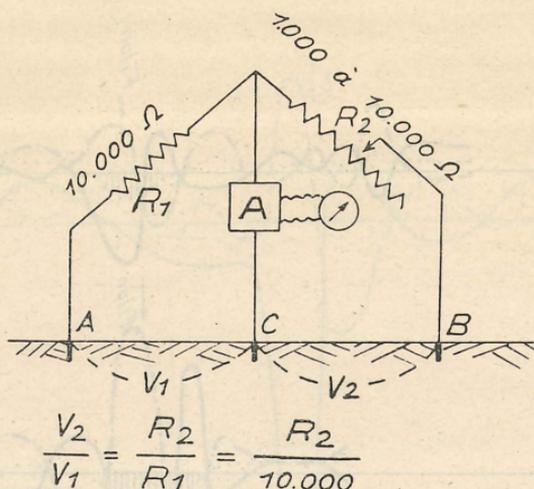


FIG. 17.

A ce moment, les résistances des deux bras sont proportionnelles aux tensions opposées V_1 et V_2 . On a donc $V_2/V_1 = R_2/R_1$.

La résistance fixe R_1 valant 10.000 ohms, par exemple, la valeur R_2 lue sur les cadrans des décades donne directement V_2/V_1 (à un multiple de 10 près).

Il y a intérêt à employer comme source de courant un groupe électrogène à essence, donnant un courant alternatif à basse fréquence.

Comme exemples d'application, donnons des courbes ratio-métriques obtenues en Belgique au-dessus de filons pyriteux surmontés d'un chapeau de fer.

La figure 18 montre l'allure caractéristique des anomalies observées à la traversée de l'affleurement d'un filon encaissé dans des schistes couviniens (Vierves). La couverture de limon est très mince. Les courbes figures 19 et 20 ont été obtenues au-dessus de filons et gisements de limonite encaissés dans le Calcaire Carbonifère de la région de Fleurus. Ces gîtes sont cachés sous un manteau de sables et de limon, dont l'épaisseur oscille autour de 20 m.

Ces exemples montrent que la méthode est applicable aux gîtes filoniens belges, même dans les régions où existe une couverture assez épaisse et où il y a donc le plus de chances de trouver des gisements vierges.

Le matériel nécessaire est peu coûteux et l'on peut réaliser par jour de 400 à 500 m. de profils.

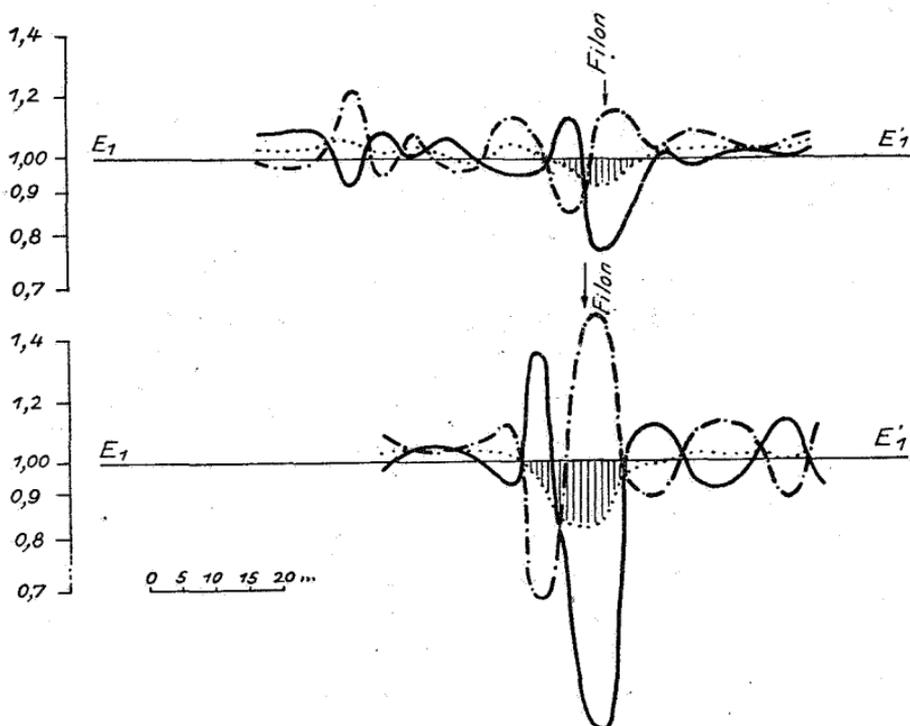
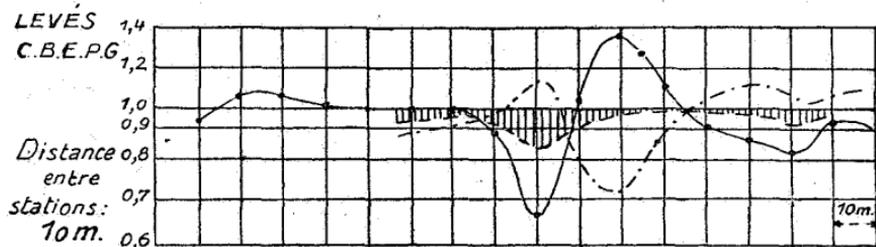
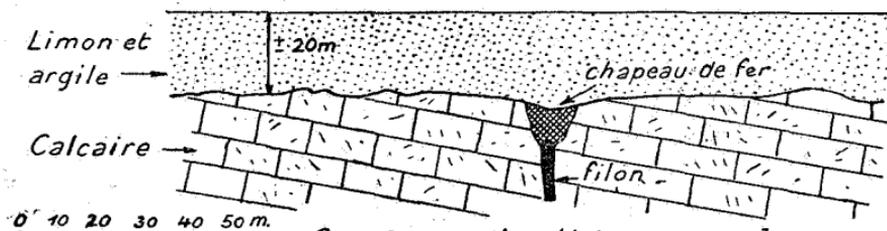


FIG. 18.



Courbes corrigées pour recouvrement de 20m.



Courbes ratiométriques au-dessus d'un filon B.G.P. près de Ligny (prov. de Namur)

FIG. 19.

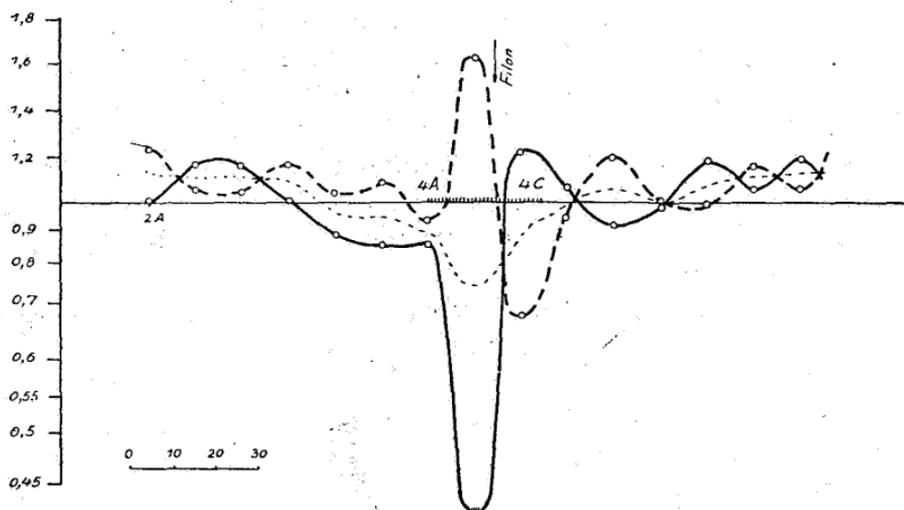


FIG. 20.

III. — AUTRES MÉTHODES.

Nous ne dirons que quelques mots des deux autres principales méthodes géophysiques, la *gravimétrie* et la *séismique*, parce que jusqu'à présent leur application est assez coûteuse et réservée aux spécialistes. Rappelons que c'est dans le domaine de la recherche du pétrole que ces méthodes ont donné toute leur mesure et comptent de très nombreux succès.

La « vulgarisation » de ces méthodes, leur application à l'exploration géologique à but purement scientifique ne seront possibles que plus tard.

Cependant, pour la *méthode gravimétrie*, observons que l'avènement récent des *gravimètres* constitue un progrès tel que le jour n'est plus éloigné où le géologue de terrain pourra également annexer un tel instrument à son outillage professionnel.

Citons un des types modernes de gravimètres, celui de *Graf*, construit par *Askania*. Le modèle le plus récent est d'une commodité d'emploi extrême : le poids a pu être réduit à 15 kg., tout en conservant l'extraordinaire précision de 0,1 *milligal*, soit environ un dix-millionième de la valeur absolue de *g*.

La durée d'une mesure n'est que de 4 minutes environ.

Les longs et pénibles calculs de corrections que nécessite l'emploi de la balance de torsion sont totalement éliminés.

Dans ces conditions, l'application sur le terrain est à peine plus coûteuse que celle de la balance magnétique. Mais le prix de revient de l'instrument est relativement élevé.

Un tel instrument serait particulièrement utile pour l'étude des failles qui dénivellent le toit du Houiller en Campine. Dans le bassin houiller du Limbourg hollandais, le Service géophysique des Mines domaniales est parvenu à préciser gravimétriquement la trace des grandes failles qui découpent ce bassin.

En 1940, on comptait déjà près de 250 gravimètres, de types divers, en service dans le monde entier.

La *méthode séismique* a fait également de grands progrès depuis 1930 et, aux États-Unis, on a créé un *outillage simplifié* convenant pour l'exploration à *faible profondeur*, notamment en vue de résoudre des problèmes relevant du Génie civil.

Le problème le plus intéressant au point de vue pratique est la détermination de la profondeur à laquelle se trouve la *roche solide*, cachée sous un *recouvrement de terrains meubles* (limon, alluvions, sédiments récents quelconques, terres d'altération). On sait combien cette donnée est essentielle dans les exploitations alluviales, où il s'agit de connaître le mieux possible la topographie du « bed-rock ». Le problème se pose également pour l'exploitation houillère en Belgique, lorsque les puits doivent traverser des *morts-terrains*. Pour les *grands travaux* publics, il est tout aussi important de déterminer la profondeur et la topographie de la roche saine sur laquelle doivent s'appuyer les fondations de barrages, piles de pont, murs de quai, etc.

Aux États-Unis, les sondages sismiques sont entrés dans la pratique courante pour l'étude des barrages et des parties en tranchée des autostrades. Il est probable que depuis 1940 de nouveaux progrès auront été réalisés.

Remarquons simplement, sans entrer dans les détails, que les problèmes cités peuvent également être résolus par la technique des sondages électriques, mais avec une précision moindre. Le grand avantage de la méthode séismique par réflexion est de fournir les profondeurs avec une précision très grande.

Signalons enfin les services déjà rendus pour la recherche du pétrole par deux méthodes nouvelles, le procédé *géochemique* et le procédé de carottage par rayons γ (applicable dans des sondages tubés).

CONCLUSIONS.

En définitive, ni la méthode magnétique, ni les méthodes électriques ne sont hors de portée pour un institut géologique universitaire ou pour un service minier ou géologique.

D'ailleurs, depuis une quinzaine d'années déjà, la *méthode magnétique* a été employée couramment dans de nombreux pays d'Europe, pour des levés à *but purement scientifique*.

Ce n'est pas le cas pour les *méthodes électriques*, dont l'emploi s'est limité à des applications à but industriel. Il y avait à cela des raisons d'ordre budgétaire et des raisons techniques. Les unes comme les autres tendent à disparaître devant les progrès réalisés au point de vue des instruments et des techniques d'emploi et d'interprétation. Des levés faits au moyen d'instruments aussi pratiques et légers que les « mesurateurs de terre » modernes ne coûtent pas plus cher que des levés magnétiques. Toutefois, il faut remarquer que pour les méthodes électriques, le prix de revient de l'application croît rapidement avec la profondeur d'investigation désirée.

Il n'empêche que l'emploi généralisé de ces méthodes serait susceptible d'enrichir considérablement notre connaissance du sous-sol belge, même si l'exploration se limitait provisoirement aux faibles profondeurs.

Au terme de ce rapide exposé, nécessairement incomplet, qu'il me soit permis de faire deux remarques.

Dans nos cercles industriels, on entend souvent formuler l'opinion que le sous-sol de notre petit pays a déjà tant été fouillé et est si bien connu qu'il ne reste guère d'espoir d'y trouver de nouvelles ressources minérales. En fait, à part le bassin houiller campinois, rien ne semble avoir échappé à la perspicacité et à l'inlassable activité de nos vieux mineurs. L'inventaire de nos richesses minérales semble se réduire à ce que nos prédécesseurs ont sciemment négligé, parce que trop pauvre ou trop difficile à extraire pour eux.

Mais il serait absurde de prétendre que nos ancêtres ont découvert *tous* les gisements existants, même ceux cachés sous des terrains de recouvrement importants. Beaucoup d'entre eux, par exemple les filons, n'occupent chacun qu'une aire très restreinte dans un plan horizontal, ce qui les met pratiquement hors d'atteinte d'une découverte accidentelle par sondages. Faute de « fil conducteur » géologique, ils resteront fatalement

hors d'atteinte d'investigations conduites par les moyens habituels. Seuls des moyens nouveaux, notamment des prospections géophysiques systématiques, peuvent conduire à de nouvelles découvertes.

Une autre remarque a trait à *l'initiation géophysique* de nos géologues. Je crois vous avoir démontré que rien ne s'oppose à ce que le géologue lui-même pratique certaines méthodes géophysiques. Mais il importe de ne pas se dissimuler que la simplicité d'emploi des appareils ne dispense pas de sérieuses connaissances théoriques et d'un bon entraînement sur le terrain. Des résultats tangibles ne peuvent être acquis qu'au prix d'efforts persévérants et d'une claire vision des possibilités et du champ d'action propre de chaque méthode.

Souhaitons que dans ce domaine de la science appliquée, comme dans tous les autres, la Belgique tienne un rang honorable et comble, par d'heureuses initiatives, son retard vis-à-vis des pays voisins, retard qui est si peu dans la ligne de nos traditions scientifiques.

Poussées tangentielles ou « champs tectoniques » (*),

par F. KAISIN,

Professeur à l'Université de Louvain.

Dans le domaine des sciences d'observation, le rôle des théories est de servir de cadre à l'ensemble des faits reconnus dont le nombre va sans cesse croissant et dont la connaissance s'approfondit de jour en jour. Il est donc inévitable que des conceptions théoriques ayant réalisé, à une époque donnée, un accord à peu près unanime, finissent par nous paraître insuffisantes ou même insoutenables. A ce point de vue, l'histoire des théories orogéniques est pleine d'enseignements.

Pour maintenir le contact entre les théoriciens qui poursuivent la recherche en pointe d'avant-garde et ceux qui s'attachent de préférence à la résolution de problèmes locaux ou régionaux, il s'impose de faire le point de temps à autre. L'accueil fait en 1935 au magistral travail d'Argand est encore dans toutes les mémoires. Consacrée, en principe, à la tectonique de l'Asie, cette étude qui fourmille d'aperçus originaux et profonds sur

(*) Conférence donnée devant la Société le 19 octobre 1943.

des points fondamentaux de doctrine, a exercé une influence immense sur la marche d'innombrables travaux de recherche scientifique. Elle date actuellement de quelque vingt ans. C'est beaucoup et, par certains côtés, cela commence à se voir. L'œuvre de Suess, à qui on a souvent comparé Argand, est plus ancienne encore. Ceux des chapitres de l'« Antlitz » qui sont consacrés à la théorie ont fort mal supporté la classique épreuve du temps, réserve faite, bien entendu, pour quelques idées maîtresses déjà exposées dans l'« Entstehung der Alpen ». Il faut bien reconnaître qu'on ne lit plus guère le vieux maître de Vienne qu'à titre documentaire.

La mise au point que je me propose de vous présenter n'a d'autre but que de faire voir une partie du chemin que l'on a parcouru depuis un bon quart de siècle et, par voie de conséquence, de montrer ou de faire entrevoir quelques-unes des tâches de demain. Son but est d'éprouver la solidité d'une conception qui a encore beaucoup de partisans, celle des poussées tangentielles auxquelles on attribue encore, un peu partout, la naissance des grandes déformations qui constituent le domaine de l'orogénèse.

Parler de « poussées » tangentielles implique, tout au moins dans le langage courant, la notion d'un arrière-pays mobile, relativement rigide, qui refoule les matériaux tectoniques, à moins qu'on ne préfère admettre que ces derniers ont été comprimés entre deux pièces rigides qui se rapprochent l'une de l'autre, auquel cas la distinction entre avant-pays et arrière-pays devient sans objet. Il n'y a plus là que deux « serres » équivalentes.

Depuis la sensationnelle adhésion d'Argand à la théorie des translations continentales, les conceptions orogéniques de Suess ont été rejetées dans l'ombre. C'est sur la dérive des continents que la faveur s'est portée, un peu hâtivement à mon sens ⁽¹⁾.

Peut-être y a-t-il là une étape nécessaire. Ce ne serait pas la première erreur féconde qui s'inscrirait dans l'histoire des sciences. Ce qui me paraît certain, c'est qu'on a été, en même temps, un peu vite et pas assez loin. C'est ce que je vais m'efforcer de montrer.

Cette entrée en matière, que je crains qu'on ne trouve un peu longue, fera comprendre, j'espère, que pour aboutir à faire un

(1) Cfr. KAISIN, F., Les translations continentales devant la Géologie (*Rev. des Quest. scientif.*, 1938, pp. 223-246).

sort aux « poussées » tangentielles ⁽²⁾ il soit indispensable de passer brièvement en revue presque tout le domaine de l'orogénèse et même quelques parties de la tectonique qui, au premier abord, lui paraissent étrangères. D'une école à l'autre apparaissent des divergences de vues, parfois profondes, au sujet de conceptions fondamentales. Si l'on ne prenait d'abord la peine de définir ses positions, avant de pousser plus loin, on risquerait de ne pas être compris.

I. — CE QU'IL FAUT ENTENDRE PAR L'OROGENÈSE.

Lorsqu'on définit la tectonique comme « l'étude de la déformation mécanique des terrains », on y englobe des choses très différentes d'aspect et, peut-être, de nature. Des confusions assez grosses de conséquences ont été commises par de très bons auteurs. Il importe donc de faire les distinctions nécessaires.

Pour désigner l'ensemble des déformations observées dans la nature, les auteurs américains, à la suite de J. W. Powell, ont adopté le nom de « diastrophisme ».

C'est G. K. Gilbert qui a distingué dans le diastrophisme deux catégories principales de déformation. Pour les processus qui leur ont donné naissance, il a proposé les noms d'orogénèse et d'épirogenèse. La première vise tous les cas de déformation dont les éléments principaux sont les plis et les failles à rejet inverse. Elle s'applique aux terrains qui ont manifestement travaillé à la compression. La seconde englobe tous les cas de déplacement vertical, ascensions ou descentes, ne s'accompagnant pas, en principe, de déformations proprement orogéniques, c'est-à-dire de plissement accentué, de failles à rejet inverse ni, surtout, de charriages. Les déplacements proprement épirogéniques peuvent toutefois comporter la naissance de failles normales, généralement verticales ou à forte pente. Certains d'entre eux peuvent être considérés comme dus à la formation de plis anticlinaux ou synclinaux affectant d'immenses surfaces, avec un très grand rayon de courbure.

Enfin, l'observation a montré aussi que certains cas de déformation affectant les terrains sont manifestement dûs à d'autres causes que l'orogénèse et l'épirogenèse. Dans les glissements de terrain, par exemple, il peut se former des plis et des failles.

(2) On voudra bien se rappeler que « poussées » et « sollicitations » sont deux choses bien différentes. Un corps qui tombe en chute libre est sollicité dans toutes ses parties. Il n'est pas poussé.

Il s'en forme aussi lorsque l'hydratation transforme une couche d'anhydrite en une couche de gypse avec une assez forte augmentation de volume. Le gel intense et prolongé fait naître dans les couches superficielles des perturbations compliquées qu'on a désignées, en Hollande et en Allemagne, sous le nom de « Kryoturboten », qu'il faudrait traduire par « cryotaraxie ». Certains tremblements de terre ont produit des ébauches de plis et des failles d'une certaine importance, notamment dans la région de San-Francisco. Toutes ces déformations sont aujourd'hui considérées comme atectoniques et laissées en dehors de l'objet de notre étude.

On arrive donc à la conception suivante : le diastrophisme, au sens large, comprend les déformations tectoniques et les déformations atectoniques. La tectonique proprement dite se divise en orogénèse et épirogénèse.

La compréhension et l'extension de ces termes, au sens philosophique des mots, se sont modifiées avec le temps. Étymologiquement, l'orogénèse devrait être considérée comme l'ensemble des déformations tectoniques engendrant les montagnes, tandis que l'épirogénèse ferait naître les continents et les grandes cuvettes marines. Le progrès de nos connaissances a jeté le doute sur la valeur de cette distinction. Certains auteurs tels que H. Stille, le grand tectonicien allemand, la tiennent pour absolue. L. Kober, le successeur de Suess, à Vienne, considère l'orogénèse et l'épirogénèse comme concomitantes. D'autres n'hésitent pas à admettre que la déformation dite orogénique n'a pu se faire que dans des régions déprimées, où elle s'est accomplie sous une forte charge, qu'elle n'est en aucune manière créatrice de hauts reliefs et qu'elle se borne à faire naître des structures compliquées. C'est l'épirogénèse qui engendre les grandes dénivellations. Dans cette conception, une chaîne telle que les Alpes ne représenterait nullement, comme on le dit souvent, les ruines d'un édifice tectonique autrefois beaucoup plus élevé. On aurait affaire à un ensemble de couches fortement travaillé *en profondeur* par l'orogénèse, que l'épirogénèse serait en train de relever en prenant le pas sur l'érosion qui tend à l'aplanir. Les Alpes n'auraient jamais été plus hautes qu'aujourd'hui et pour quelques endroits on possède des mesures précises de leur relèvement. Certaines considérations morphologiques permettraient d'étendre cette conception à l'Himalaya.

On voit qu'il n'y a guère d'espoir qu'un accord unanime sur

ces questions fondamentales puisse être réalisé avant longtemps. En pareil cas, la sagesse commande de limiter ses objectifs en sériant les problèmes. C'est ce que nous allons faire en ne nous occupant, pour l'instant, que de l'orogénèse, que nous définirons comme « l'ensemble des déformations impliquant d'intenses compressions et d'importants déplacements par failles inverses ou par charriage ». Il va sans dire que notre préoccupation essentielle sera de nous tenir, le plus étroitement possible, en contact avec les faits que nous ont apportés, jusqu'ici, l'observation et l'expérimentation.

II. — LES TRAITS ESSENTIELS DE L'OROGENÈSE.

1. Caractère épisodique des paroxysmes.

Considérés par rapport à la durée totale des temps géologiques sur lesquels l'observation nous fournit quelques données, les paroxysmes orogéniques apparaissent comme des manifestations épisodiques. Les temps durant lesquels s'accomplit la formation, plus ou moins tranquille, des fortes épaisseurs de sédiments qui nous sont connues ont été beaucoup plus longs que ceux durant lesquels leur déformation orogénique s'est accomplie. Une déformation orogénique peut donc être envisagée comme une rupture d'équilibre se manifestant plus ou moins épisodiquement. On peut s'attendre, vu l'hétérogénéité des matériaux mis en œuvre et la disposition des pièces déformées, à constater que ces ruptures ont toutes chances d'être plus ou moins étroitement localisées, qu'elles se sont accomplies avec des vitesses variables et qu'elles ne se sont pas produites simultanément sur toute la surface de la terre.

C'est bien là ce que l'observation nous apprend. Nous savons, par exemple, qu'à la fin du Carboniférien, l'une de ces grandes ruptures d'équilibre a intensément déformé notre terrain houiller, ainsi que son substratum dinantien et dévonien. L'absence du Stéphaniens (étage supérieur du terrain houiller) et l'horizontalité du Permien nous permettent de dater avec précision cette phase orogénique. C'est ce que l'on appelle couramment le paroxysme hercynien. On en retrouve des traces dans tout l'hémisphère boréal, en bordure des grandes aires continentales dénommées Bouclier canadien, Fennoscandie, Plate-forme russe, Bouclier sibérien, etc. On a pu dire qu'un immense train de couches affectées par les déformations hercyniennes fait le tour de l'hémisphère nord. Ce train ne forme toutefois qu'une sorte de ceinture sinueuse, serpentant entre

les aires rigides de l'époque. En outre, ses divers segments ne sont pas de même âge. Ils se sont formés entre le début du Dinantien et le Triasique. De plus, ils ont été précédés par des déformations moins accentuées, qui se sont inscrites dans le Dévonien moyen et dans le Dévonien supérieur, pour lesquelles on a créé le nom de « pré-hercyniennes », et elles ont été suivies par d'autres, plus récentes, qu'on appelle « néo-hercyniennes ». Tout ceci revient à dire que le paroxysme hercynien nous apparaît comme une longue suite d'épisodes plus ou moins localisés dans le temps et dans l'espace. Au contraire, les mouvements de nature épirogénique sont généralement considérés comme ayant été de très longue durée en même temps que très lents, et leur localisation dans l'espace semble bien avoir été moins étroite.

2. Prédominance des efforts horizontaux.

L'observation montre que les grandes zones qui ont été le plus profondément travaillées par l'orogénèse portent la trace indéniable d'efforts horizontaux : nappes de charriage du 1^{er} genre déferlant les unes sur les autres après avoir été transportées à des dizaines ou à des centaines de kilomètres de leur lieu d'origine, nappes du second genre ayant longuement cheminé sur des failles plates, régions de plis uniformément déversés, régions à structure écaillée ou imbriquée, failles inverses plongeant toutes dans le même sens de notre terrain houiller et bien d'autres types de la déformation orogénique nous imposent cette idée. A la fin du XVIII^e siècle, H. B. de Saussure l'avait déjà exprimée en parlant de *refoulement latéral* à propos de certaines parties des Alpes suisses. Chez nous, dès 1863, Briart et Cornet avaient expliqué la naissance de la Grande Faille par une « translation horizontale de l'Ardenne vers le Nord ». Plus tard, cette conception fut diffusée par Ed. Suess dans son fameux mémoire sur la formation des Alpes (*Die Entstehung der Alpen*, 1875). Actuellement, plus personne ne se refuse à ranger la compression latérale et la prédominance des efforts horizontaux parmi les faits établis.

Examinées en plan, sur une carte géologique ou sur une coupe horizontale, les grandes zones individualisées par l'orogénèse sont très généralement arquées. Cette disposition apparaît même sur la plupart des cartes physiques représentant les grandes chaînes actuelles : Alpes, Carpathes, Balkans en Europe, Himalaya en Asie, etc. Étudiées au point de vue tecto-

nique, ces chaînes se révèlent déversées vers l'extérieur des arcs convexes. Dans les édifices orogéniques plus anciens, tels que la Bretagne avec sa bordure de gisements houillers, le Harz, par exemple, qui doivent leur déformation à l'orogénèse hercynienne, le trait de structure essentiel paraît bien être l'existence de grandes nappes du second genre ou d'écaillés dont chacune a glissé vers l'extérieur (c'est-à-dire, chez nous, vers le Nord), par rapport à son substratum originel. On a déjà fait remarquer que, dans ces régions, le caractère essentiel de la déformation orogénique n'est pas le pli mais le charriage ou, pour reprendre l'expression de Briart et Cornet, *la translation horizontale*, qui a fait naître le plissement.

Dès que l'on entreprend d'élucider la genèse mécanique des grandes zones orogéniques, on se trouve donc en présence du refoulement latéral ou, pour employer une expression mieux en rapport avec l'état actuel de nos connaissances, de la translation horizontale de grandes masses de terrains, en majeure partie sédimentaires. S'il s'agit de structures régionales ou locales, on peut sans inconvénient se servir du langage courant et attribuer la déformation tectonique à des poussées tangentielles. S'il s'agit d'élucider des structures de détail, on se gardera bien d'oublier que des poussées générales uniformément orientées peuvent donner naissance à des efforts locaux d'orientation absolument quelconque, dans des masses aussi hétérogènes que celles que met en jeu l'orogénèse. Dans ce dernier cas, des allures locales pourront conduire un observateur inattentif ou insuffisamment informé à des conclusions tout à fait erronées au sujet de l'orientation générale des poussées. C'est arrivé en plus d'une circonstance.

Parvenus en ce point, on peut poser en fait que la structure des grandes zones déformées par l'orogénèse porte la trace manifeste de sollicitations sensiblement horizontales, sous l'action desquelles d'énormes masses de terrains, principalement sédimentaires, ont été déplacées latéralement. Au cours de la translation qu'elles ont subie, ces masses se sont divisées en parties distinctes animées de vitesses différentes, chacune d'entre elles faisant naître, au devant et par-dessous elle, des plis et des failles d'entraînement. Pendant leur marche, les différentes parties d'un édifice orogénique ont été contraintes de rester ajustées étroitement l'une à l'autre en se déformant elles-mêmes et en cheminant suivant des trajectoires déterminées par la distribution des résistances internes et externes.

Certaines de ces trajectoires peuvent être transversales à la direction générale des poussées (fuite latérale). D'autres ont une allure nettement diapirique; il peut même arriver que des circonstances locales provoquent des déplacements tels que certains massifs nous paraissent avoir reculé par rapport à leur entourage. On aura un bon terme de comparaison en pensant aux directions très différentes que peut suivre un voilier courant des bordées dans une brise de direction constante. N'ayant que le vent pour moteur, il peut rentrer au port par vent contraire en utilisant la résistance de l'eau contre sa quille et l'un de ses flancs.

3. Prise d'assiette.

Une fois l'édifice orogénique constitué dans ses traits essentiels, il tend à prendre une assiette réfnitive en se tassant sur lui-même et en comprimant son substratum. En général, la prise d'assiette des énormes masses qui entrent en jeu dans l'orogénèse dure extrêmement longtemps.

Elle débute au cours même des translations et l'action de la gravité se combine alors avec les sollicitations tangentielles. La translation des masses orogéniques une fois arrêtée, la gravité seule reste en jeu. Dans les éléments capables de casser, elle fait naître des accidents d'allure normale ou, plus rarement, des flexures. Dans les sédiments plastiques tels que les roches argileuses non métamorphisées, le gypse, le sel et quelques autres, elle produit souvent des phénomènes de diapirisme généralisé, des injections de matières tectonogènes et, dans certains cas, des extrusions de lames rigides ou de lambeaux.

Il faut évidemment mettre à part les déformations de types très divers qui apparaissent au cours de la prise d'assiette d'un édifice orogénique quand on se propose d'expliquer rationnellement les effets majeurs de l'orogénèse, comme nous l'avons fait ci-avant, c'est-à-dire en recourant à de grandes translations horizontales de masses sédimentaires fraîches, obéissant à des sollicitations s'exerçant réellement ou, du moins, paraissant s'exercer tangentiellement à la surface de la terre. Il n'est pas inutile de remarquer qu'en procédant ainsi, on réduit à un strict minimum la part de l'hypothèse, car la réalité de ces déplacements et leur orientation ⁽³⁾ nous sont véritablement imposées par les faits.

(3) C'est-à-dire leur direction et non leur sens.

III. — TECTONIQUE DIRECTE ET TECTONIQUE D'ENTRAÎNEMENT.

Si la véritable nature des forces orogéniques est encore énigmatique, les divers effets de leur action commencent à être convenablement reconnus et inventoriés. Il tombe sous le sens que ces effets, compte non tenu des phénomènes de prise d'assiette, doivent se ranger dans deux catégories principales.

C'est, en effet, l'observation affranchie de toute prévention théorique qui nous conduit à reconnaître, dans l'état où nous voyons actuellement le contenu des immenses bassins de sédimentation où se sont accumulés millénairement les matériaux des grandes chaînes, des structures qui, pour moi, attestent à l'évidence que les masses sédimentaires ont été *refoulées latéralement*, disait-on naguère, et déportées perpendiculairement à la direction d'allongement des bassins originels de manière à déferler ou à glisser vers un avant-pays plus ou moins accidenté, dont la constitution géologique et les traits morphologiques peuvent orienter et encadrer les éléments tectoniques déplacés, en leur imposant un cheminement déterminé et en conditionnant, par suite, leur localisation finale. Il faudrait fermer les yeux à l'évidence pour ne pas voir, sur une bonne carte physique de l'Europe, que les inflexions décrites en plan par la chaîne alpine correspondent à un véritable déversement de matière sédimentaire entre de grands massifs résistants qui sont successivement : l'ensemble jadis formé par la Corse et la Sardaigne, le Plateau Central de la France et le massif ancien de la Bohême.

On explique très généralement ces grands déplacements de matière par le refoulement latéral, ou, pour préciser, par la poussée exercée à l'arrière par un massif rigide en mouvement. Un certain nombre d'auteurs, se rangeant à la théorie des translations continentales de Wegener, ont attribué le refoulement de la chaîne alpine, vers le Nord, à une poussée exercée par l'Afrique en dérive, qui aurait cheminé avec une vitesse supérieure à celle de l'Europe qu'elle aurait fortement bousculée en l'abordant par l'arrière.

De très fortes objections s'opposent à cette conception dans laquelle P. Termier voyait, non sans raison, un poème grandiose plutôt qu'une théorie bien assise. Nous verrons plus loin qu'on se trouverait beaucoup mieux d'envisager ces grands déplacements comme dus à l'action d'un champ mécanique qui, d'après quelques auteurs, pourrait être la gravité.

Quoi qu'il en soit, pour les besoins courants de la géologie,

on peut se contenter de retenir que la déformation orogénique locale ou régionale peut toujours s'expliquer rationnellement par l'action de forces s'exerçant dans une direction très voisine de l'horizontale, c'est-à-dire de la tangente à la surface terrestre; d'où la dénomination, couramment usitée, de poussées tangentielles. Tant que l'on n'ambitionne pas l'édification ou l'examen critique des grandes théories générales, toujours plus ou moins hasardeuses, on peut s'en tenir là en se gardant d'oublier, bien entendu, que l'hétérogénéité des masses déformées, les différentes résistances qu'elles opposent à la déformation dans leurs différentes parties, l'influence du cadre rigide, l'inégalité des frottements et, brochant sur le tout, le poids des sédiments déplacés qui applique étroitement l'un sur l'autre tous les éléments tectoniques constituant un même édifice, ont pour effet de développer des efforts locaux de direction généralement quelconque, conduisant à des structures de détail, extrêmement compliquées dans les cas extrêmes, à travers lesquelles il n'est pas toujours facile de distinguer les traits généraux.

Ces efforts ne sont évidemment que des effets secondaires des diverses causes énumérées ci-dessus. Sans celles-ci, les structures engendrées par l'action des forces orogéniques pourraient être beaucoup plus simples; elles pourraient, par exemple, ressembler de beaucoup plus près aux coupes schématiques des grands plis couchés à flanc moyen étiré ou supprimé par laminage, ou aux coupes, plus schématiques encore s'il se peut, des grandes nappes du second genre des vieilles chaînes, que l'on nous montre souvent séparées par des failles de charriage d'allure listrique. Or, chacun sait que la réalité est toute différente. Aux structures simples que permettent de prévoir les théories classiques, la nature qui, il faut le reconnaître, n'a nullement l'appétit de simplification que bien des traités lui prêtent, semble se plaire à ajouter en surimpression, tout un cortège de déformations de second ordre.

A mon sens, nombre de coupes schématiques sont tout à fait invraisemblables, voire impossibles, à force de simplicité. Je me souviens d'avoir exprimé naguère une opinion fort sévère sur les méfaits de la schématisation et de la simplification. L'auteur qui pratique ces opérations projette littéralement sa pensée sur les réalités et cette pensée, avouons-le, n'est trop souvent qu'une idée préconçue. Je pense toujours de même et, dans le cas présent, je suis de plus en plus convaincu de la

nécessité de mettre en évidence les structures directement issues de l'action des forces orogéniques pour les distinguer nettement des accidents qui naissent au cours des translations du fait même de celles-ci et qui ne sont donc qu'un effet indirect de l'orogénèse. C'est à ce deuxième groupe de déformations que j'ai donné naguère le nom d'accidents d'entraînement. Ce sont des plis généralement aigus et serrés, ou des failles s'amortissant à l'arrière parce que leur déclenchement comporte des efforts de traction. Leur étude a été baptisée tectonique d'entraînement (4), terme qui a déjà été repris par plus d'un tectonicien de marque.

L'exemple le plus net qu'on en puisse donner est celui de lames relativement rigides qui, au cours d'une translation d'ensemble, viennent à gagner de vitesse le massif qui leur sert de substratum ou, pour reprendre une expression imagée de M. Gignoux, sont « en avance tectonique » sur leur environnement. Sous ces massifs résistants, les terrains plus aisément déformables montrent ordinairement une suite de plis aigus, déversés ou couchés, associés à des failles plates dont le rejet s'amortit en profondeur. Dans les zones ainsi déformées, les allures les plus compliquées se rencontrent au voisinage immédiat du massif en avance. Elles se régularisent progressivement en profondeur.

Un autre exemple parlant est celui de la naissance de lambeaux de poussée de première et de seconde espèce (5) sous une nappe de charriage du second genre. Les coupes dans lesquelles ils apparaissent ne laissent aucun doute sur leur mode de formation.

Les beaux plis aigus et très généralement déversés au Nord qui sont souvent donnés comme la principale caractéristique du terrain houiller de nos vieux bassins, sont des plis d'entraînement. Les plus typiques se trouvent au-dessous de massifs dont l'avance tectonique est manifeste. Tout l'ensemble des bassins du Hainaut est charrié sur la couverture méridionale du massif du Brabant, c'est-à-dire sur des couches dont l'allure tectonique est beaucoup plus simple. Les plis qui affectent le terrain de ces régions ne sont donc pas des plis de l'écorce terrestre, mais bien des accidents d'entraînement n'intéressant que la partie tout à fait superficielle de celle-ci. La tectonique

(4) Cfr. KAISIN, F., *Le problème tectonique de l'Ardenne*, pp. 101-108.

(5) KAISIN, F., *op. cit.*, p. 83, fig. 27.

qui intéresse le mineur est donc, en tout premier chef, la tectonique d'entraînement.

IV. — DÉFORMATION PLASTIQUE, FLUX TECTONIQUE.

On peut aussi ranger parmi les faits acquis les constatations suivantes :

Dans les formations sédimentaires stratifiées qui ont été travaillées intensément par l'orogénèse, on rencontre souvent des plis à très faible rayon de courbure, aigus, déversés, ou tendant vers l'allure isoclinale. On peut tout aussi bien observer ce mode de plissement dans des bancs durs, dans des grès, dans des quartzites, dans des calcaires-marbres, que dans les terrains aisément déformables tels que, par exemple, les schistes argileux ou les psammites schistoïdes. Sans doute, la déformation de complexes formés de couches très inégalement résistantes ne va-t-elle pas sans de nombreuses dysharmonies, plus ou moins localisées; ce qu'il faut retenir, pour l'instant, est qu'il n'existe aucune formation stratifiée qui ne puisse, dans certaines circonstances de rencontre fréquente, se montrer parfaitement apte à subir le plissement le plus serré. C'est là un fait établi dont toute théorie tectonique doit tenir compte. On en a conclu que le plissement de pareils matériaux n'a pu être accompli que sous de très fortes charges et l'on a réalisé des expériences de laboratoire qui appuient cette explication. On s'y rangerait sans réserves si l'on ne connaissait de nombreux cas de déformation de roches s'accomplissant à l'air libre, sous la seule action de la pesanteur. Des plaques de marbre, posées horizontalement sur des monuments funéraires de manière à reposer sur deux appuis, ont pris une courbure synclinale. D'autres, appliquées contre une paroi verticale, sont actuellement bombées en anticlinal. Une de celles-ci, qu'on peut voir à l'extérieur de la Sainte-Croix à Bruges, présente une courbure qui, prolongée, correspondrait à un pli déjeté de 6 m. de rayon. Toutes ces dalles sont datées et indiquent le temps maximum pris par la déformation. Ce temps, qui va d'un demi-siècle à un petit nombre de siècles, nous fait apparaître ces déformations comme beaucoup moins lentes qu'on ne s'y attendrait et causées par des sollicitations continues relativement faibles ⁽⁶⁾. C'est là aussi un fait d'observation qui doit être retenu.

⁽⁶⁾ KAISIN, F., *Annales de la Société scientifique de Bruxelles*, t. 47, pp. 192-194. 1927.

L'étude des grandes chaînes de montagnes conduit à des conceptions semblables. Maurice Lugeon, Pierre Termier et bien d'autres à leur suite ont parlé à plus d'une reprise de vagues de pierre, à propos des déformations alpines. L'observation des grandes chaînes actuelles montre que les masses sédimentaires qui les constituent ont été déformées à la manière de substances plastiques. Leurs matériaux ont littéralement flué. Pierre Termier a même écrit quelque part qu'ils semblent avoir coulé comme une cire molle.

Il est intéressant de remarquer que Reyer, en son vivant professeur de géologie à Vienne, n'avait pas craint d'écrire, il y a plus d'un demi-siècle, que « le plissement est une manifestation concomitante de l'écoulement ». Reyer, à l'époque, n'avait pas été suivi. A l'heure actuelle, les tectoniciens de langue allemande parlent couramment de Fliesstektonik, c'est-à-dire tectonique de flux.

Parmi les auteurs de langue française, quelques-uns emploient l'expression « tectonique d'écoulement », mais dans un sens plus restreint. Pour eux, ce terme désigne des déformations allant jusqu'au cheminement et à la mise en place de nappes du premier genre, par glissement sur une pente, sous l'action de la gravité. En Suisse, H. Schardt et M. Lugeon avaient envisagé ce mode d'origine pour les nappes des Préalpes romandes, avant le grand essor de la théorie des charriages. Le maître de Lausanne est revenu, tout récemment, à cette manière de voir dans deux publications sur lesquelles il y aura lieu de nous étendre quelque peu dans la dernière partie de cette étude; elles ont, comme on le verra, une importance considérable.

En ce qui nous concerne, pour marquer le point, nous pouvons, dès maintenant, retenir comme traits essentiels de l'orogénèse, les grandes translations horizontales de matériaux sédimentaires, la déformation par flux de matière tectonogène et l'intervention extrêmement vraisemblable, sinon certaine, de grands champs mécaniques.

Toutefois, pour acquérir une vue d'ensemble du sujet, il convient de pousser un peu plus loin notre esquisse.

V. — LE DIAPIRISME GÉNÉRALISÉ.

Dans les grandes masses tectoniquement plastiques qui subissent une translation horizontale, la distribution des résistances est forcément inégale et provoque, non moins forcément, l'iné-

galité des vitesses. Celle-ci, à son tour, fait naître d'importantes variations d'épaisseur dans les matériaux en mouvement et, par suite, des différences de charge. La mécanique des translations tectoniques comporte donc de très grandes complications de détail. Les différences de vitesse ont pour conséquence l'individualisation de nappes distinctes, en avance ou en retard les unes par rapport aux autres et séparées l'une de l'autre par de grandes failles. L'inégalité des résistances internes et externes a pour effet d'orienter différemment les trajectoires. Les différences de charge peuvent provoquer une véritable fuite de matériaux plastiques vers des régions moins chargées. Il y a là de nombreuses causes d'irrégularités et d'anomalies apparentes dont les premières analyses tectoniques ne s'étaient pas occupées.

Il semble que le mérite d'avoir orienté la science dans une voie nouvelle doive être attribué pour une part importante à Louis Mrazec, de Bucarest, qui a donné la définition et la première théorie du diapirisme.

A l'origine, Mrazec n'envisageait que l'existence de plis anticlinaux « à noyau perçant ». Dans une mise au point relativement récente (1935) il a développé sa pensée comme suit : « Le diapirisme se manifeste seulement dans les régions plissées. Le diapirisme suppose, d'une part, une surface de décollement en profondeur, d'autre part, un flux de masses détachées, décollées, vers les lignes et points de moindre résistance. Le diapirisme engendre une tectonique profonde très compliquée, qui peut ne se manifester en rien dans les formations constituant la couverture. Des noyaux s'élèvent de la profondeur par une sorte de jaillissement lent et font naître des structures allant du noyau diapirique simple à la nappe-écaille » (7).

Le progrès de nos connaissances a montré que « loin d'être lié à la tectonique des régions salifères, le diapirisme n'est pas même réservé aux chaînes jeunes ni aux complexes formés principalement de roches particulièrement plastiques, mais qu'il se rencontre, à divers degrés de fréquence et d'intensité, dans toutes ou presque toutes les chaînes, même les plus anciennes » (8).

Le caractère commun à tous les phénomènes diapiriques est

(7) MRZEC, L., Sur le diapirisme (*Bull. du Service géol. des Karpathes*, t. III, 1935).

(8) KAISIN, F., *Le problème tectonique de l'Ardenne*, p. 97.

indiqué de façon très précise par le nom même de diapirisme qui signifie percement. On peut en donner une définition élargie en disant que « le caractère essentiel du diapirisme est le déplacement de certaines parties de terrain à *travers* leur environnement tectonique » (*ibid.*).

Si l'on accepte cette définition tout à fait générale, on est conduit à distinguer plusieurs genres de diapirisme, comme Pierre Termier a distingué deux genres de nappes de charriage. Les deux premiers genres qui ont été proposés ont pour type les noyaux de percement. Le premier correspond aux plis à noyau résistant, le second est caractérisé par la plasticité du noyau de percement. Ces deux genres n'apparaissent que dans les régions plissées et sont habituellement localisés dans les anticlinaux. On connaît cependant des cas où des matériaux plastiques ont été injectés dans les formations encaissantes : c'est notamment ainsi qu'ont pris naissance les amas irréguliers de charbon, sans toit ni mur géologique distincts, qui se rencontrent dans les parties les plus bouleversées de notre terrain houiller, spécialement dans les grandes zones failleuses. On peut donc distinguer un troisième genre que l'on appellera diapirisme d'injection.

Un quatrième genre a pour type les structures attribuées par P. Viennot à l'extrusion; il est caractérisé par l'existence d'éléments relativement rigides, lames, plaques ou lentilles, dont l'environnement indique à l'évidence qu'ils ont été expulsés de leur gisement originel à travers une masse plastique. On voit des déplacements de ce genre dans toutes les formations tectonogènes auxquelles peut convenir le nom de *Flysch*. Il en existe dans le terrain houiller, dans les terrains famennien et frasnien de la Belgique et même dans le Cambrien de l'Ardenne méridionale.

Le déplacement de ces éléments résistants s'accompagne toujours de fortes dysharmonies. Les « récifs » de marbre rouge du Frasnien de la bordure sud du bassin de Dinant en témoignent à l'évidence. Des stries de glissement, nombreuses et souvent profondes burinent leur surface, leur partie antérieure porte des traces de compression, de rebroussement ou d'écrasement. Le « récif » célèbre de Vodelée a son avant rebroussé en un véritable pli couché, tandis que les schistes encaissants présentent, à l'arrière, des plis d'allure tourmentée et des enroulements de couches qui font penser aux remous d'un sillage.

Des caractères analogues s'observent à la Citadelle de Namur à l'arrière d'une lentille de grès namurien qui a subi un déplacement diapirique à travers une masse de schistes. On a proposé pour ce quatrième genre le nom de diapirisme extrusif⁽⁹⁾.

Enfin, pour épuiser le sujet, il faut rattacher au diapirisme les déplacements groupés sous le nom de *fuite latérale* ou déplacements plagiodyromiques. Ces déplacements affectent des écailles du second genre ou des lambeaux de poussée, relativement rigides par rapport à leur entourage, qui présentent sur l'un de leurs bords une épaisseur notablement plus forte que sur le bord opposé. De telles écailles ont un profil en travers se rapprochant de celui d'une aile d'avion, un profil aérodynamique. Dans une pile d'écailles en mouvement, ces écailles peuvent se déplacer dans une direction déterminée uniquement par la position de leur gros bout, tout à fait différente de l'orientation générale des poussées. Elles peuvent cheminer perpendiculairement à celle-ci, d'une manière analogue, *mutatis mutandis*, à celle d'un voilier sous l'allure que les marins appellent largue, normalement au lit du vent. En théorie, on peut même envisager le cas d'un déplacement à rebours, encore qu'aucun exemple bien net n'en ait encore été signalé. En général, les déplacements de ce genre, étroitement apparentés par leur mécanisme à l'extrusion proprement dite, se font dans une direction quelconque, oblique ou normale aux poussées, d'où le nom de fuite latérale⁽¹⁰⁾.

On peut donc grouper comme ci-dessous les déplacements qu'il convient de rattacher au diapirisme :

I. — Déformations liées à l'existence de plis : 1^{er} genre, plis à noyau résistant; 2^e genre, plis à noyau plastique.

II. — Déformations non liées aux plis : 3^e genre, diapirisme d'injection; 4^e genre, diapirisme extrusif.

III. — Diapirisme d'écailles ou de lambeaux : 5^e genre, fuite latérale ou plagiodyromie.

VI. — LA DYSHARMONIE.

Le mot dysharmonie a été créé pour désigner les différences d'allures qui s'observent dans l'épaisseur de complexes par ail-

(9) Cfr. KAISIN, F., *Le problème tectonique de l'Ardenne*, 1936, pp. 95-101. — KAISIN, F., junior, *Extrusion, diapirisme et fuite latérale* (C. R. du Congr. intern. des Mines, etc., Paris, 1936, pp. 399-403).

(10) KAISIN, F., *op. cit.*, pp. 100-101.

leurs concordants en gros, dont les couches ont été superposées l'une à l'autre sans lacunes, au cours d'une période de sédimentation continue. Le type classique est celui de deux ensembles d'allure simple, parfois tabulaire, formant le mur et le toit d'une couche ou d'un complexe plus intensément déformé, montrant des plis plus nombreux, plus serrés, souvent déversés et même faillés.

On se contente habituellement pour expliquer la dysharmonie de faire appel à une différence de plasticité entre les couches superposées. C'est un peu trop sommaire.

Observons d'abord qu'il existe des cas de dysharmonie accentuée dans des ensembles dont toutes les couches sont de même nature et, par suite, ont toutes chances d'avoir possédé, dès l'origine, des degrés de plasticité fort semblables. Tel est, par exemple, le cas des calcaires tournaisiens à Waulsort (Tic) et d'un calcaire viséen de la vallée du Néblon, déjà figuré par Dumont (1). Dans ces cas, l'explication courante est manifestement en défaut.

Il tombe sous le sens que la dysharmonie exige un déplacement de matière. Dans les coupes où elle apparaît, les couches les plus intensément déformées ont subi un laminage qui a augmenté leur surface en diminuant leur épaisseur. Une couche plastique comprimée ne s'amincit que si sa matière trouve la possibilité de fluer vers une région moins chargée. Dans un ensemble immobile, quelque forte que soit la compression, la dysharmonie est inexplicable.

Il en va tout autrement dans un ensemble qui se déplace sous l'action des forces orogéniques au cours d'une phase paroxysmale. Dans les masses sédimentaires refoulées ou déplacées horizontalement, la répartition des efforts et des charges est nécessairement variable d'un instant à l'autre : d'où les fuites de matière.

Ces dérobadés peuvent se réaliser soit par flux plastique, soit par fuite latérale, soit par entraînement. Les dysharmonies qu'elles font naître relèvent donc, suivant les cas, du diapirisme, au sens large du terme, ou de la tectonique d'entraînement.

L'exemple le plus simple de dysharmonie apparentée au diapirisme est celui des queuees du terrain houiller, dans lesquelles il est manifeste que le charbon a flué; les queuees peuvent présenter des formes très capricieuses, c'est-à-dire qu'elles s'accompagnent de dysharmonies bien nettes. Pour ce qui est du second

cas, j'en ai fait connaître de beaux exemples au cours de la session extraordinaire de 1935, notamment à Hastière et à Haybes ⁽¹¹⁾.

A cette occasion, M. Léon Bertrand a parlé de dysharmonisme en grand. La désinence « isme » indique une certaine généralité du phénomène et les mots « en grand » signifient de façon obvie que les déplacements de matière tectogène sont importants. Cette expression néologique paraît assez superflue. En fait, à partir d'une certaine échelle, le « dysharmonisme en grand » se confond, morphologiquement et mécaniquement, avec l'un des types classiques de charriage.

Quant aux glissements sur joints, phénomène accompagnant nécessairement le plissement, ils peuvent évidemment donner naissance à des allures dysharmoniques; mais les dysharmonies ainsi engendrées sont assez étroitement localisées et impliquent uniquement des glissements d'assez faible amplitude. Le dysharmonisme en grand a une autre cause.

VII. — NAISSANCE DES FAILLES DE CHARRIAGE.

On se rappellera que ce nom désigne uniquement des failles dont la surface est faiblement inclinée et dont le rejet horizontal, mesuré transversalement à la direction, a une valeur très grande. L'expression « charriage en miniature » est donc impropre par définition. A proprement parler toutes les failles de charriage sont de grandes failles.

A la lumière de ce qui vient d'être dit des traits essentiels de l'orogénèse, on doit considérer la naissance de ces failles comme étroitement liée aux translations horizontales. Qu'elles soient du premier ou du second genre, *sensu* P. Termier, elles résultent du fait qu'une certaine tranche horizontale des masses en mouvement s'est trouvée en avance ou en retard tectonique par rapport à ses voisines. En théorie pure, une lame profonde peut être en avance sur celles qui la surmontent; en fait, ce sont généralement les tranches supérieures qui nous paraissent avoir subi le plus grand déplacement. De la plus profonde à la plus élevée, les nappes se dépassent généralement l'une l'autre vers l'avant. Expliquer ce fait en disant que les nappes supérieures ont cheminé avec une vitesse plus grande est déjà faire un choix entre

(11) Cfr. KAISIN, F., *C. R. de la Session extraord. de la Soc. belge de Géologie et de la Soc. géol. de Belgique.* — *Bull. Soc. belge de Géol. etc.*, t. XLV, pp. 380 et 394, Bruxelles, 1935.

deux hypothèses possibles. Il se pourrait, en effet, que le dépassement observé ne soit qu'un effet d'inertie, les zones profondes ayant simplement été arrêtées les premières. A bien prendre les choses, cependant, on peut admettre que l'un vaut l'autre et trouver commode de dire que l'apparition d'une faille de charriage est le fait d'une différence de vitesse.

Ceci posé, il est aisé d'apercevoir les différences qui existent entre les réalités observées et nos représentations schématiques, presque toujours simplifiées à outrance. Là où nos coupes transversales montrent les failles de charriage sous la forme d'un trait bien net, on doit s'attendre à rencontrer des zones disloquées, d'épaisseur variable, compliquées de nombreux accidents d'entraînement. Et c'est bien ce qui arrive; dans le terrain houiller du Hainaut, par exemple, les failles ont beaucoup plus souvent l'aspect de déchirures que de ces belles surfaces listriques que nous ont présentées tant de coupes quelque peu anciennes. Sous la faille du Midi, de nombreux sondages ont recoupé des lambeaux de poussée de seconde espèce. En plus d'un endroit où l'on cherche une faille de mille mètres de rejet, on trouve dix ou vingt failles d'apparence mineure, dont le rejet va de cinquante à cent mètres, de manière à donner, au total, les mille mètres demandés. Ailleurs, c'est à la faveur de glissements sur joints qu'un massif supérieur a pu prendre une avance tectonique dont on a reconnu l'existence sans arriver à découvrir la faille importante qui devrait le limiter par dessous. Les études de détail ne sont donc pas toujours faciles, il s'en faut. Si l'on s'en tient aux grandes lignes, on est contraint de reconnaître que la translation horizontale de masses sédimentaires inégalement résistantes, cheminant avec des vitesses différentes, donne vraiment la clef de l'orogénèse.

VIII. — AMORTISSEMENT DES FAILLES DE CHARRIAGE.

On dit qu'une faille s'amortit quand son rejet devient nul.

Le cas des failles de charriage du premier genre diffère radicalement, à ce point de vue, du cas des failles du second genre.

Une faille de premier genre lamine, fragmente ou supprime le flanc moyen d'un pli couché. Nul dans le flanc inférieur du pli, le rejet va croissant indéfiniment dans le flanc moyen, dit flanc inverse, vers la charnière frontale, c'est-à-dire vers l'avant. A l'arrière, les nappes du premier genre sont enraci-

nées, c'est-à-dire qu'elles se raccordent à leur hinterland tectonique par une suite de plis très serrés, souvent même déversés à rebours.

Pour les nappes de charriage du second genre qui, à proprement parler, n'ont pas de racines, il en va tout autrement. Les failles de ce type ne peuvent s'amortir qu'à l'avant.

A vrai dire, nombre de coupes classiques quelque peu anciennes ou dressées par des auteurs attardés montrent des failles de charriage du second genre dessinées de telle manière que leur rejet diminue progressivement vers la profondeur jusqu'à s'annuler par amortissement total, tantôt dans la marge blanche, plus rarement dans la coupe elle-même, mais toujours dans une zone inaccessible à l'observation. Il est aisé de montrer que cette conception ne s'accorde ni avec l'hypothèse classique de poussées subhorizontales exercées par le déplacement d'un arrière-pays rigide, ni avec la théorie plus récente des champs tectoniques. Il n'est besoin que de compléter ces coupes par une flèche indiquant la direction et le sens des poussées admises pour faire sauter aux yeux une impossibilité mécanique. Il est bien évident que le premier effet de ces poussées appliquées à l'arrière a été de comprimer à refus les terrains constituant la nappe et, si ceux-ci sont plissés, d'en serrer les plis au maximum *avant* tout déplacement de la région frontale. L'arrachement qui marque la naissance de la faille a nécessairement débuté à l'arrière, au contact du massif qui a poussé; cet arrachement s'est étendu progressivement *vers l'avant* en diminuant graduellement d'importance.

Ce que la théorie indique sur ce point est largement confirmé par l'observation. On sait qu'un des traits essentiels de la tectonique du terrain houiller de nos vieux bassins est la présence de failles de charriage du second genre, dont l'inclinaison générale est au Sud et la lèvre supérieure rejetée au Nord par rapport à la lèvre inférieure supposée immobile. Le rejet de ces failles est minimum au Nord (c'est-à-dire vers la surface) et va continuellement croissant vers le Midi, c'est-à-dire en profondeur.

Les travaux d'exploitation ont fait connaître de très beaux exemples de failles plates amorties à l'avant. Certaines d'entre elles, connues dans des travaux profonds, n'atteignent pas la surface du terrain houiller, tandis que d'autres disparaissent entre deux étages. On a même observé, au devant de failles amorties, des couches affectées d'une simple inflexion.

Sans doute le cas d'une faille de premier ordre s'amortissant en profondeur n'est pas une impossibilité théorique. Il est bien clair qu'en admettant que le déplacement du massif supérieur s'est effectué vers le Nord suivant une trajectoire ascendante, nous nous laissons guider par ce que les ingénieurs expérimentés appellent « le sentiment ». Les faits observés ne permettent pas de rejeter l'hypothèse contraire, celle d'un déplacement du massif inférieur vers le Sud, suivant une trajectoire descendante, qui le ferait s'enfoncer sous le massif supérieur. Il est bien clair qu'en pareil cas il faudrait intervertir les noms d'avant et d'arrière. La faille considérée s'amortit vers l'avant, mais l'avant, cette fois, est en profondeur.

Ce qui précède s'applique aux faits observés, dans l'hypothèse de poussées exercées par un arrière-pays, médiate ou immédiate, en marche vers l'avant-pays. Mais on a vu qu'il paraît aujourd'hui beaucoup plus rationnel d'attribuer la déformation orogénique à un champ mécanique et d'expliquer les alternances de phases paroxysmales, c'est-à-dire d'accélération, et de périodes de calme ou de ralentissements, par le comportement des résistances. Dans cette vue théorique, tout se ramène à la translation de masses hétérogènes animées de vitesses inégales. Les grands paroxysmes correspondent à une accélération résultant d'une déficience plus ou moins brusque des résistances à l'avant, tandis que le calme relatif se rétablit par une augmentation de ces mêmes résistances. Dans cette conception, les arrière-pays deviennent inutiles; on est donc dispensé de recourir à de grands effondrements, tout à fait invraisemblables, pour expliquer l'absence de massifs rigides à l'arrière des grandes chaînes où, dans notre hypothèse, doit se trouver une zone distendue.

Un moment de réflexion suffit à montrer que la loi exprimant les variations des rejets peut être formulée de manière à présenter une portée générale. Les wagons d'un train qui, en pleine vitesse, rencontre un obstacle qui l'arrête se télescopent de l'avant à l'arrière, et ce sont évidemment les derniers qui font le plus de chemin, aux dépens de ceux de l'avant.

Dans un pays de nappes du second genre, si l'on convient d'appliquer les mots « avant » et « arrière » au déplacement apparent des terrains constituant les toits de faille, on arrive à l'énoncé ci-après :

Loi. — Dans le cas de massifs se chevauchant l'un l'autre à

la faveur de failles de charriage du second genre, les rejets réels vont croissant de l'avant à l'arrière.

Il est utile de rappeler que cette loi ne régit que les véritables failles de charriage, c'est-à-dire celles qui correspondent à de grandes translations horizontales. Elle ne s'applique aucunement aux failles d'entraînement. Dues à des efforts de traction, celles-ci s'amortissent à l'arrière lorsque l'arrachement qu'elles ont fait naître n'a pas été assez complet pour libérer un lambeau de poussée.

IX. — LES GÉOSYNCLINAUX ET L'OROGENÈSE.

Dans les théories classiques, un géosynclinal est une dépression de l'« écorce terrestre », beaucoup plus longue que large, comprise entre deux aires continentales rigides qui, au cours des âges, a manifesté une grande aptitude à la déformation. Le géosynclinal classique est le siège d'une sédimentation active, dans un milieu principalement bathyal, prolongée assez longtemps pour accumuler, sur de nombreux milliers de mètres d'épaisseur, les matériaux destinés à être mis en œuvre par l'orogénèse. Il tombe sous le sens que, durant la sédimentation, la profondeur d'une dépression géosynclinale a dû augmenter de toute la différence existant entre l'épaisseur totale des sédiments accumulés et la profondeur maxima de la zone bathyale, qui n'est nulle part supérieure à 1.000 m. D'autre part, la persistance du caractère bathyal durant de longues périodes exige qu'à quelques centaines de mètres près, la profondeur soit demeurée la même. Le mouvement de descente a donc dû être plus ou moins exactement compensé par le comblement partiel dû à la sédimentation, à moins qu'on ne préfère admettre que la descente soit due elle-même à la surcharge des sédiments.

Dans les conceptions classiques, le contenu sédimentaire des géosynclinaux finit par être comprimé transversalement, par suite du rapprochement des deux aires continentales rigides qui le limitent. C'est ce rapprochement qui aurait déformé les sédiments frais et les aurait déplacés latéralement en les refoulant vers l'avant, soit sous la forme de faisceaux de plis déjetés, déversés ou couchés, soit sous forme d'empilements de nappes, d'écaillés et de lambeaux. Ainsi, dans la déformation géosynclinale classique, on fait intervenir la compression latérale après la descente verticale.

Le rapprochement des deux aires rigides limitant un géosynclinal peut se concevoir de diverses manières; on peut, par exemple, imaginer que ces deux aires se sont déplacées en allant l'une vers l'autre, que l'une d'entre elles demeurant fixe, l'autre s'en est rapprochée, ou encore que, toutes deux cheminant dans la même direction et dans le même sens, l'une a gagné l'autre de vitesse, l'essentiel étant de justifier une diminution de largeur de la bande déformable qui les sépare. Dans la forme d'exposé la plus répandue — qui n'est d'ailleurs pas la plus satisfaisante — on admet, tout au moins implicitement, qu'une des deux plaques rigides a fait à peu près tout le chemin, l'autre restant fixe ou à peu près. La plaque mobile prend le nom d'*arrière-pays*, la plaque fixe s'appelant l'*avant-pays*. Si l'on préfère admettre que le dispositif qui a déformé le contenu des géosynclinaux a fonctionné à la manière des mâchoires d'une pince, la distinction entre avant-pays et arrière-pays manque de base et l'on fait mieux de parler, comme Argand, de deux *serres rigides*. Pour ceux qui attribuent la diminution de l'intervalle déformable au rapprochement de deux aires rigides, mobiles dans le même sens, dont l'une gagne l'autre de vitesse, on peut appeler arrière-pays celle dont le déplacement a été le plus rapide et avant-pays celle qui a servi de butoir. Dans le cas de chaînes ou de segments de chaînes arqués en plan, l'avant-pays est à l'extérieur de l'arc.

L'avant-pays a pour caractéristique d'être partiellement recouvert par les plis et les nappes qui viennent en quelque sorte déferler sur sa bordure arrière; admettre que les matériaux charriés ont été refoulés par un arrière-pays cheminant suivant une trajectoire ascendante revient à dire que cet arrière-pays tendait à chevaucher, par le haut, les plis couchés et les nappes, à la manière de la locomotive et des premiers wagons d'un train tamponneur se superposant à la queue d'un train télescopé. En surmontant plis et nappes, l'arrière-pays aurait déformé les uns et les autres par entraînement et les aurait forcés à se déjeter, à se déverser ou à se coucher. Termier a comparé ce rôle à celui d'un « traîneau écraseur ». Cette comparaison, qui a connu une grande vogue, illustre bien la distinction classique entre arrière-pays et avant-pays.

Pour les théoriciens qui préfèrent admettre le rapprochement de deux massifs rigides, mobiles l'un et l'autre, jouant le rôle des mors d'un étau, qui comprimeraient le contenu plastique du géosynclinal, cette distinction n'a plus de raison d'être. Il

n'y a plus, à proprement parler, d'arrière-pays, mais bien deux avant-pays. Tel est l'avis de Léopold Kober, successeur de l'illustre E. Suess dans la chaire de géologie de l'Université de Vienne. Cet auteur a maintenu, sous d'autres dénominations, la distinction entre aires rigides ou aires continentales — qu'il préfère appeler cratogènes — et zones géosynclinales ou zones de moindre résistance, qu'il dénomme orogènes. Pour lui, la chaîne de montagne type est symétrique. Comprimée par deux aires cratogènes qui se rapprochent l'une de l'autre suivant des trajectoires descendantes, la matière sédimentaire constituant l'orogène déferle de part et d'autre sur les cratogènes qui sont donc, l'un et l'autre, des avant-pays. Entre deux séries de plis couchés ou de nappes de charriage, plus ou moins symétriques l'une de l'autre, la chaîne type telle que la conçoit L. Kober comporte une aire à tectonique beaucoup plus simple qu'il appelle *Zwischengebirge*, terme qui peut se traduire par *Entre-deux-chaînes*.

Ces diverses conceptions théoriques comportent une très grande part de schématisation. Ainsi, par exemple, les chaînes réelles sont loin de présenter, dans leur profil en travers, la symétrie que leur attribue L. Kober.

Quant aux théories qui font intervenir la poussée d'un arrière-pays en avance tectonique, on peut leur objecter que la région située à l'arrière des grandes chaînes existantes est ordinairement une grande dépression et non un pays surélevé : Plaine du Pô à l'arrière des Alpes, Plaine hongroise derrière les Carpathes, Bassin de Paris à l'arrière de l'Ardenne, etc. Pour se tirer de la difficulté, on n'a pas hésité à admettre qu'après une phase de poussées paroxysmales, une détente s'est produite, au cours de laquelle les arrière-pays se seraient *effondrés*. On a même été jusqu'à parler de phases de « rémission » dans les poussées, alternant avec des phases de « recrudescence », sans se préoccuper en aucune manière de fournir une explication mécanique plausible de ces alternances. Personne non plus, parmi les tenants de cette théorie, n'est jamais parvenu à présenter sous une forme admissible, ni les causes ni le mécanisme des formidables effondrements auxquels on a recouru. Personne ne semble s'être préoccupé, par exemple, de chercher quels vides ces immenses massifs « effondrés » sont allés combler dans la profondeur ou de quels matériaux plastiques ils ont pris la place en les refoulant. Ces simples remarques suffisent à ébranler fortement la confiance que l'on peut mettre en ces théories classiques.

X. — L'ÉPIROGÉNÈSE.

Les déformations pour lesquelles, en 1890, G. K. Gilbert a créé le nom d'épirogéniques ⁽¹²⁾ (d'où épirogenèse ou épirogenie) sont des relèvements ou des abaissements lents, s'étendant à de très longues durées et affectant de vastes régions. Ces déformations paraissent ne comporter que des mouvements purement verticaux, en première approximation du moins. Elles se distinguent essentiellement de la déformation orogénique, génératrice de plis, de failles de compression ou de charriages, en ce qu'elles ne modifient pas ou ne modifient que très peu la disposition relative des unités tectoniques qui les subissent.

En théorie, cette distinction est fort nette. Dans les cas les plus typiques, elle peut être d'application aisée. Le plus souvent, elle ne va pas sans de grosses difficultés. Il est difficile de concevoir la naissance d'un édifice orogénique qui ne comporte ni aires d'ennoyage ni aires de surélévation. La formation d'un segment surélevé, phénomène qu'Argand appelait *exaltation d'axe*, paraît bien relever uniquement de l'orogénèse si elle est contemporaine du plissement longitudinal. Si elle se manifeste après la fin du paroxysme orogénique, on devra la rattacher à l'épirogenèse. Il peut être extrêmement difficile de trancher cette question d'âge relatif, faute de critères décisifs, dans les régions fortement travaillées par l'orogénèse, donc dans les chaînes de montagnes actuelles; mais on peut trouver de très beaux exemples de déformation purement épirogénique soit dans de vieux massifs très anciennement consolidés, comme par exemple la Péninsule Scandinave, soit dans des régions purement tabulaires (Montagne de la Table en Afrique du Sud). L'existence de déplacements épirogéniques est donc indéniable mais les relations qui existent vraisemblablement entre l'orogénèse et l'épirogenèse sont encore fort obscures. Certains auteurs admettent même que de l'une à l'autre il pourrait y avoir indépendance absolue bien que, dans certains cas, il y ait eu concomitance des effets de l'une et de l'autre.

(12) Du grec *êpeiros* = continent. Cette forme tend à être abandonnée pour une orthographe latinisée qui est épirogenèse, épirogénique (ou épirogénétique). Certains auteurs allemands préfèrent les adjectifs orogène et épirogène. Le créateur de la notion d'épirogenie, G. K. Gilbert, qui écrivait en anglais, avait adopté « *epirogenetic* ».

Discuter cette question pour l'instant nous entraînerait beaucoup trop loin.

On a tenté plus d'une explication des mouvements épirogéniques.

Certains auteurs ont voulu voir dans les relèvements d'apparence verticale le jeu d'immenses anticlinaux à très grand rayon de courbure, tandis que les mouvements de lente descente seraient dus au jeu de synclinaux de même type. Pour eux, l'épirogénèse ne serait donc qu'un cas particulier de l'orogénèse.

Pour d'autres, l'épirogénèse s'expliquerait par l'isostasie. L'écorce terrestre étant hétérogène, la figure d'équilibre de la terre ne peut être une surface de révolution; les parties plus lourdes doivent correspondre à des régions déprimées, tandis que les matériaux légers doivent faire saillie. Comme la répartition des formations géologiques s'est constamment modifiée au cours des âges, il doit y avoir eu tendance continue au rétablissement d'un équilibre troublé par des déplacements de matière, d'où mouvements de descente ou d'ascension se manifestant avec un retard parfois extrêmement grand à cause de l'importance des résistances mises en jeu.

Enfin, d'autres auteurs ont eu recours à des courants profonds grâce auxquels d'immenses quantités de matériaux magmatiques se déplaceraient sous l'écorce. La viscosité des magmas, généralement grande, étant aussi très variable, les variations de débit affectant ces courants infra-corticaux suffiraient à provoquer des sortes de « crues » et de « maigres » localisés qui provoqueraient des relèvements et des abaissements épirogéniques. On a fait intervenir, assez gratuitement d'ailleurs, pour expliquer la genèse de ces courants, la chaleur provenant de la désintégration des éléments radioactifs.

La diversité de ces essais d'explication montre bien de quel mystère s'enveloppe encore cette question. En attendant que la science progresse sur ce point, on fera bien de s'en tenir aux conclusions ci-après :

1. Les déformations épirogéniques, dans l'état actuel de nos connaissances, nous apparaissent bien distinctes des déformations orogéniques. Il se peut qu'elles aient la même cause lointaine; il se peut aussi qu'elles soient totalement indépendantes.

2. L'observation nous montre que dans la nature actuelle,

l'épirogenèse est créatrice de relief. Rien de semblable ne paraît vraiment s'imposer pour l'orogénèse, dont le nom apparaît de plus en plus comme impropre.

3. Nombre de transgressions et de régressions ont pour cause évidente des déformations épirogéniques. Certaines d'entre elles ont affecté des surfaces immenses. Il semble bien certain que la déformation orogénique est responsable, de son côté, d'un certain nombre de déplacements des lignes de rivage. Il est toutefois bien improbable que les grandes transgressions, et surtout celles qu'on dénomme transgressions généralisées, puissent avoir une autre cause immédiate que l'abaissement épirogénique des immenses régions qu'elles ont submergées. Dans l'état actuel de nos connaissances, on peut donc tenir l'épirogenèse pour la cause principale des grandes transgressions et des grandes régressions dont l'histoire géologique fournit la preuve.

Sans doute a-t-on souvent fait remarquer qu'en géologie on n'est généralement fondé à parler que de déplacements ou de mouvements relatifs. Une transgression, en théorie pure, pourrait donc être indifféremment attribuée à un mouvement de descente de la terre envahie ou à un relèvement du niveau de la mer. Aussi a-t-on essayé d'expliquer le jeu des grandes transgressions et des grandes régressions en recourant à des causes cosmiques telles que la précession des équinoxes, ou à des causes terrestres telles que les variations introduites dans la capacité des cuvettes océaniques par le jeu de la sédimentation qui tend à les combler et par la déformation tectonique qui change leur forme et, par suite, leur volume. Les mouvements de la surface de la mer attribuables à ces variations ont été nommés par Ed. Suess mouvements eustatiques. Leur vogue a été très grande. Elle persiste encore dans quelques milieux un peu attardés.

Les résultats de l'étude systématique des transgressions permettent d'éliminer radicalement les actions cosmiques et les actions eustatiques comme cause d'importants déplacements des lignes du rivage. Il ne s'agit nullement de nier l'existence de ces actions mais de montrer leur insuffisance. En effet :

1° Les transgressions généralisées ne se produisent pas alternativement dans les deux hémisphères, comme il en serait si elles étaient dues à des glaciations en relation avec la précession des équinoxes.

2° Elles se sont manifestées simultanément dans les régions polaires et dans les régions équatoriales. Elles ne sont donc pas dues à des changements du niveau des océans qui résulteraient de variations dans la vitesse de rotation de la terre.

3° Loin d'être toujours universelles, les transgressions et les régressions sont souvent très localisées. Cette constatation « est inconciliable avec l'assimilation des transgressions et des régressions marines à des mouvements eustatiques »⁽¹³⁾.

On doit donc conclure que s'il est bien certain que le niveau des océans n'a pu demeurer rigoureusement constant au cours des âges géologiques, les variations qu'il a subies et qu'il subit vraisemblablement encore ont toujours été beaucoup trop faibles pour qu'on puisse raisonnablement leur imputer les grandes transgressions. Celles-ci relèvent de l'épirogenèse.

*
**

Il est bien entendu que ce qu'on demande à une théorie est de servir de lien rationnel entre les faits connus. Les faits destinés à être encadrés par une conception théorique ne doivent pas être accumulés sans discernement. Il importe, tout d'abord, d'éviter de placer dans une même catégorie des faits de nature nettement différente. Il faut aussi se préoccuper de les hiérarchiser, c'est-à-dire de faire d'abord entrer en ligne de compte ceux qu'on a de bonnes raisons de considérer comme les plus importants. Ces deux tâches sont assez délicates pour que plus d'un auteur de grande classe s'y soit fourvoyé.

Il semble que les faits de première importance au point de vue de la recherche d'une théorie générale de la déformation orogénique soient les suivants :

1° Dans les régions les plus fortement déformées, dont les plus typiques sont les chaînes de montagnes, actuelles ou anciennes, les accidents les plus nombreux et les plus développés ne paraissent pouvoir s'expliquer que par des sollicitations horizontales ou quasi horizontales dont la direction, en un point donné, diffère généralement peu d'une droite tangente à la surface terrestre; on les appelle souvent poussées tangentielles, par opposition aux efforts dits radiaux, qui ont la direction du rayon de la terre. La très grande prédominance des sollicitations tangentielles paraît évidente.

(13) HAUG, EMÈI *Traité de Géologie*, Paris, 1909, p. 500.

2° Les terres émergées, seules accessibles, jusqu'ici, à l'observation tectonique, comportent de grandes aires rigides, n'ayant plus subi de déformation proprement orogénique depuis une époque très reculée et des aires facilement déformables dont la forme n'a pour ainsi dire jamais cessé de se modifier. On a déjà cité en exemple, parmi les premières, le bouclier canadien ou *Laurentia*, le bouclier baltique ou *Fennoscandia*, la plate-forme russe et le bouclier sibérien. Les aires déformables sont ordinairement assimilées aux géosynclinaux. Ce sont, en tous cas, de grands bassins de sédimentation dont le contenu tectonogène finit toujours par être travaillé par l'orogénèse.

3° C'est à la diminution de l'espace compris entre deux aires continentales, ayant pour résultat de comprimer une aire déformable, que l'on recourait à peu près unanimement, naguère, pour expliquer la déformation orogénique. En fait, nombre de chaînes de montagnes sont situées en bordure des aires continentales.

4° Une chaîne fortement serrée contre la lisière d'une aire continentale s'incorpore à celle-ci de telle sorte que, si une deuxième phase de serrage survient dans ce qui reste de la zone déformable voisine, une chaîne plus récente vient s'appliquer contre la première.

Il n'y a aucune raison pour que ce processus ne se soit pas réalisé à plus d'une reprise. De fait, en bordure d'un continent Nord-atlantique dont faisaient partie la *Laurentia*, la *Fennoscandia* et la *Plate-forme russe*, on a pu distinguer des restes fort effacés d'une chaîne huronienne, une chaîne calédonienne mieux conservée, une chaîne hercynienne et des chaînes alpiennes. C'est ce qui a conduit à distinguer, dans les temps géologiques, les quatre grandes phases paroxysmales classiques.

Ces phases paroxysmales, « époque de grande activité orogénique », ont été longtemps considérées comme séparées l'une de l'autre par des phases de calme relatif dues à une *rémission* ou à une *cessation des efforts* ; comme si la loi régissant la déformation tectonique ne s'était appliquée que par intermittences.

5° Le progrès de la recherche a montré que les paroxysmes sont toujours précédés par des sortes de phases prémonitoires et suivis par des déformations tardives, les phases tardives d'un paroxysme rejoignant les phases qui annoncent le paro-

xysme suivant. On parle ainsi d'épisodes calédoniens, néocalédoniens, pré-hercyniens, hercyniens, néo-hercyniens, etc. Autant dire que la déformation tectonique, apparue dès l'Archéen, ne s'est jamais arrêtée. Elle dure encore et nous ne la méconnaissions qu'à cause de sa lenteur. Il faut la compter au nombre des phénomènes actuels au même titre que le jeu des agents d'érosion, qu'elle gouverne.

6° Durant les phases considérées comme orogéniquement calmes, l'épirogenèse paraît prendre le pas sur l'orogène, mais cette dernière ne cesse jamais complètement.

7° Contrairement à ce qui semble résulter de bien des exposés de la tectonique, rien ne nous autorise à considérer l'orogénèse et l'épirogenèse comme dues au jeu d'une seule et même cause. A bien prendre les choses, tout indique même le contraire.

8° A l'arrière des grandes chaînes, régions qui ont manifestement subi une intense compression latérale, on trouve de vastes régions déprimées : plaine lombarde à l'intérieur de l'arc alpin, plaine hongroise à l'intérieur de l'arc carpathique, plaine roumaine à l'arrière des monts Transylvains, etc. Or, c'est précisément là que l'on devrait retrouver, s'il a jamais existé, le « traîneau écraseur ».

9° Des expériences déjà anciennes, dûment contrôlées, ont montré que sous une charge suffisamment forte, les roches les plus résistantes à l'écrasement se déforment plastiquement. Un cylindre de marbre ou même de granite, comprimé dans un manchon d'acier s'appliquant exactement sur sa surface, sous une charge suffisante pour faire prendre à une frette épaisse un fort renflement équatorial qui lui donne la forme d'un tonnelet, se moule exactement sur l'acier sans rien perdre de sa cohérence. L'expérience réussit d'autant mieux qu'elle est menée plus lentement. En profondeur, sous une charge correspondant à une couverture de quelques kilomètres d'épaisseur, les propriétés des roches doivent donc être très différentes de ce que nous observons dans nos laboratoires de surface.

10° On peut tirer des renseignements utiles de l'étude des propriétés des corps hypervisqueux. On sait que ces pseudo-solides, tels que la cire à cacheter, la poix, le verre, se déforment lentement mais indéfiniment, sous l'action de sollicitations faibles. Celles-ci sont capables de produire des déformations indéfiniment croissantes, si le temps durant lequel elles

agissent est indéfiniment long. On a des raisons de croire que sous de très fortes charges, les matériaux tectonogènes se sont comportés comme les fluides hypervisqueux. La grandeur des effets observés en tectonique serait donc conciliable avec une intensité relativement faible des forces motrices, les temps géologiques ayant été extrêmement longs.

11° Dans tout ce qui vient d'être relevé, on voit au tout premier plan, non pas le « plissement de l'écorce terrestre », mais bien l'effet de grands déplacements horizontaux. Ceux-ci sont le fait essentiel. Il importe assez peu qu'on les appelle charriages, translations horizontales ou dérives — ces trois dénominations étant assez impropres — mais il faut définir mécaniquement le phénomène.

Ces déplacements sont caractérisés par le cheminement de lames ou sections de terrains beaucoup plus développées en surface qu'en hauteur, qui ont gagné de vitesse leur substratum en faisant naître dans celui-ci, par-dessous elles ou au-devant d'elles, des structures généralement très compliquées, dont l'étude forme l'objet de la tectonique d'entraînement. En même temps qu'elles imposent à ce substratum des efforts de compression qui sautent aux yeux et des efforts de traction plus ou moins étroitement localisés, provoqués par des différences de vitesse dues à l'inégalité des résistances, internes ou externes, les masses déplacées se sont elles-mêmes déformées, fragmentées ou plissées, souvent dans un tout autre style que leur substratum.

12° A l'arrière des chaînes de montagne, la théorie classique exige un « arrière-pays » en marche, qui exerce les poussées. En fait, au lieu de ce gigantesque refouloir, on trouve généralement une région déprimée. Si l'on admettait qu'au lieu d'être refoulées, les masses tectonogènes ont été mues par un vaste champ mécanique, la théorie exigerait la présence, à l'arrière des chaînes, d'une zone distendue; ceci cadrerait beaucoup mieux avec les faits observés.

13° Ce que l'on connaît de la résistance à l'écrasement des matériaux pierreux empêche d'imaginer la transmission des poussées à des distances aussi grandes que celles qui séparent l'un de l'autre le bord interne et le bord externe des grandes chaînes actuelles ou anciennes. Avant la déformation orogénique, les sédiments qui ont formé les Alpes ont dû remplir un bassin de sédimentation dont la largeur était de l'ordre d'un

millier de kilomètres. Le segment de la chaîne hercynienne qui constitue notre Ardenne a certainement mesuré, vers la fin du Westphalien, des centaines et probablement même un bon millier de kilomètres. Ses matériaux, étudiés au laboratoire, ne dépassent qu'exceptionnellement une résistance de 1.000 à 1.500 kg. par cm^2 . Pour vaincre les frottements suscités par le charriage des nappes méridionales, il a fallu, dans l'hypothèse d'un massif rigide exerçant une poussée sur leur arrière, des forces qui devaient tout écraser et contraindre la matière tectogène à fluer latéralement. On ne voit pas la possibilité d'admettre que des poussées s'exerçant au midi du bassin de Paris aient pu être transmises à l'avant jusqu'à la bordure méridionale du massif du Brabant qui, cependant, porte la trace très lisible de déformations d'âge hercynien.

Enfin, pour faire suite à cette brève recension des faits, rappelons l'opinion de Marcel Bertrand, qui considérait la zone déformée par les efforts orogéniques comme une *pellicule* dont il évaluait l'épaisseur à environ 25 km. En admettant que l'écorce terrestre atteint environ 100 km., tout se serait donc déroulé dans son quart supérieur.

Pour fixer les idées, disons que pour un globe terrestre de $0^{\text{m}}50$ de diamètre, 100 km. sont représentés par un peu moins de 4 mm. et la « pellicule » de Marcel Bertrand par 1 mm. Si l'on admet, avec Maurice Lugeon, que les coupes d'ensemble de la chaîne alpine ont pu être dessinées avec vraisemblance jusqu'à une profondeur de 33 km., sur ce même globe terrestre, l'épaisseur de la zone déformée par les sollicitations qui ont façonné les Alpes serait représentée par $1^{\text{mm}}34$.

Rapportée à l'ensemble de la terre, la déformation orogénique est donc un phénomène superficiel.

A la lumière de ces faits, on peut esquisser une théorie de l'orogénèse qui tienne compte à la fois des données de l'observation et des lois qui régissent la déformation mécanique.

Tout ce que l'on peut voir de l'orogénèse concorde avec la notion de grands champs mécaniques dans lesquels, les sollicitations étant appliquées à chaque particule matérielle, des masses tectoniquement plastiques pourraient être déplacées et déformées sans qu'on doive faire appel à des poussées lointaines, appliquées à l'arrière et impossibles à transmettre à l'avant des masses charriées, compte tenu de la résistance de celles-ci à l'écrasement, qui est insuffisante, et du caractère

plastique que prend leur déformation sous de très fortes pressions.

Dans ces grands champs, le phénomène essentiel ne serait pas le *plissement* mais le *glissement*. C'est celui-ci qui, directement ou par entraînement, produirait la déformation orogénique. Celle-ci affecterait, non pas toute l'écorce terrestre mais seulement la partie supérieure de celle-ci, glissant sur un substratum passif.

La grande diversité des types de déformation observés dans les formations géologiques, les variations dans les directions de déplacement et de déversement, les traits généraux des grands faisceaux de plis ou trains d'ondes, avec leur disposition en arc, si bien mise en évidence et analysée par Argand, leur virgations et leurs rebroussements doivent être attribués, non pas à des variations tout hypothétiques dans l'orientation et l'intensité des poussées, mais au comportement des résistances et à leur répartition. La distribution des résistances internes dans les masses déplacées ou entraînées explique les structures locales, tandis que la disposition et le comportement des résistances à l'avant et le long de la voie de traînage rendent compte des grands traits de structure des chaînes.

Les alternances de paroxysmes et de phases relativement tranquilles s'expliquent aisément par le comportement des résistances, même si les forces qui entrent en jeu sont constantes et uniformément réparties. Un paroxysme est une accélération, déterminée par l'affaiblissement ou par la disparition d'une résistance.

On peut faire un pas de plus en admettant que le glissement dans lequel il faut voir le processus fondamental de la déformation orogénique se fait sur une couche profonde se comportant à la manière des corps visqueux, c'est-à-dire des corps auxquels un effort faible, agissant pendant un temps indéfiniment long, fait subir une déformation indéfiniment croissante.

S'il en est ainsi, les forces motrices de la déformation tectonique ont pu être incomparablement plus faibles qu'on ne l'imagine encore couramment, pourvu qu'on admette, comme tout y invite, qu'elles ont agi durant des temps très longs et que leurs effets ne se sont développés qu'avec une très grande lenteur. Au regard de ces actions, nos expériences de laboratoire sont démesurément brèves et l'on peut dire qu'elles brutalisent la matière.

Les grands déplacements horizontaux dont la tectonique d'observation fournit mille exemples pourraient être considérés, si l'on veut, comme une sorte de dérive — une dérive pelliculaire — très différente de celle de Wegener, dont elle garde les avantages tout en éliminant les contradictions et les insuffisances.

Comme hypothèse de travail, la théorie qui vient d'être esquissée mérite donc d'être retenue. On reconnaîtra, j'espère, qu'elle simplifie bien des choses et lève plus d'une difficulté. Elle aboutit à une formule assez révolutionnaire en effaçant les dernières traces de la théorie des catastrophes et en nous affranchissant des notions d'avant-pays et d'arrière-pays obligés.

On en vient, de plus en plus, à la conviction que l'allure des événements géologiques n'a jamais différencié beaucoup de ce qui se voit aujourd'hui, pas même au cours des périodes d'activité orogénique. C'est le raccourci de nos reconstitutions qui substitue l'idée du bouleversement catastrophique à celle de transformation lente.

En ce qui concerne la cause motrice de l'orogénèse, c'est-à-dire, pour nous, la nature des champs mécaniques auxquels il a été fait appel, on est bien obligé de reconnaître qu'on en ignore encore l'essentiel. Il ne servirait à rien de vouloir brûler les étapes et de verser à nouveau dans l'erreur que l'on a commise en s'attaquant aux plus vastes synthèses avant d'avoir accompli le patient travail d'analyse qu'il eût été sage d'entreprendre avant toute autre chose et dont la plus grande partie reste à faire.

Dans cette voie de l'analyse patiente, on sait combien ont été brillants les états de services des géologues alpins en tête desquels il faut placer M. Lugeon, sur qui les années qui passent semblent n'avoir aucune prise. On voit se dessiner, parmi les « alpins » de la Suisse romande et des Alpes françaises, un mouvement qui réduit le rôle des poussées tangentielles à la portion congrue. Outre le nom illustre de Maurice Lugeon, on rencontre dans ce groupe les noms de MM. D. Schneegans, E. Gagnebin, M. Gignoux, L. Moret et Léon Bertrand⁽¹⁴⁾. Pour le maître de Lausanne et ses collaborateurs, c'est par la gravité

(14) Pour la bibliographie de ce sujet, voir *Bull. Soc. belge de Géol.*, LII, 1943, pp. 256-257.

qu'on arrive le mieux à expliquer la mise en place des Nappes des Préalpes, dont la matière, par suite d'un serrage profond, a dû « s'écouler ou plutôt glisser vers l'extérieur comme un trop-plein ». Le Jura lui-même, déchu de son rang de type parfait d'une tectonique simple, ne peut « avoir pris naissance par des poussées tangentielles... puisqu'il n'a pas été plissé entre les serres d'un étau qui n'existe pas » ⁽¹⁵⁾. Pour M. Lugeon, rien n'a *poussé* le Jura. « Alors, une conclusion s'impose, impérieuse : la force qui a poussé le Jura ne peut être que la pesanteur. » Et il ajoute : « C'est une bien grosse conclusion, grosse de conséquences, parce qu'elle entraînera certainement avec elle l'histoire mécanique de nombreuses chaînes, de toutes celles qui ne sont pas nées de géosynclinaux, c'est-à-dire de toutes ces chaînes de couverture, de tous ces plis des avant-pays et des plates-formes affectant la pellicule sédimentaire des grands plis de fond d'Argand » (*ibid.*, pp. 4-5).

C'est là, en effet, une conclusion grosse de conséquences. M. E. Gagnebin a dit fort justement qu'elle fait lever tout un vol d'hypothèses « qui maintenant exigent d'innombrables vérifications et suscitent partout des observations nouvelles » ⁽¹⁶⁾.

M'étant trouvé parmi les chercheurs dont les observations anciennes pointaient dans une direction fort voisine, je crois pouvoir me permettre d'exprimer un avis dans lequel j'ai peur qu'on ne trouve le chaud et le froid. Je me demande si l'on ne brûle pas une étape nécessaire en admettant de prime saut, que la force qui a déformé le Jura « ne peut être que la pesanteur ». C'est, à coup sûr, dans un champ mécanique que cette déformation, ce glissement, cette fuite de matière tectonogène a dû s'accomplir. Mais est-il bien certain, d'ores et déjà, que ce champ soit celui de la pesanteur ? J'aimerais, pour ma part, pousser plus loin encore l'esprit d'indépendance — si florissant à Lausanne — et dire simplement, pour l'instant, *qu'il n'est, peut-être, que la pesanteur*. Il se pourrait qu'il fût autre, sans qu'on soit en mesure d'en indiquer la nature dès aujourd'hui. On cherche depuis Dutton et l'on arrivera peut-être à reconnaître l'existence d'un champ dont l'intervention lèverait une grosse, très grosse objection. Pour que des sédiments frais s'écoulaient *comme un trop-plein* ou glissent sur une

(15) LUGEON, M., Une hypothèse sur l'origine du Jura (*Bull. de Géol., Minér., etc., de l'Université de Lausanne*, n° 73, pp. 1-14).

(16) GAGNEBIN, E., Les idées actuelles sur la formation des Alpes (*Act. Soc. Helvét. Sc. naturelles*, 1942, pp. 47-58).

penne, il faut recourir à autre chose qui ait produit cette penne. L'école de Lausanne, pour y arriver, semble adhérer à une synthèse qui comporte nécessairement le maintien de certaines parties des conceptions classiques ou néoclassiques qui, à mon sens, ne sont pas destinées à durer.

La théorie développée dans la note que M. Lugeon a modestement, beaucoup trop modestement, intitulée : *Une hypothèse sur l'origine du Jura*, doit être creusée. Elle ira beaucoup plus loin que son auteur ne l'a dit ou n'a voulu le dire, car, connaissant sa puissance de pénétration, je serai bien étonné qu'il ne le pensât pas.

Pour ma part, si l'on revise les théories générales de l'orogénèse en tenant compte des éléments nouveaux apportés par les études toutes récentes relatives au Jura et aux Préalpes romandes, en appliquant au reste le principe de la table rase, je ne puis m'empêcher de croire qu'on réalisera bien d'autres progrès substantiels.

Si l'on croyait la science actuelle parfaite, le goût de la recherche et le désir de la faire progresser deviendraient sans objet. Même pour appliquer la science toute faite, sans aucune ambition de la faire avancer, il est indispensable de connaître exactement sa force et ses faiblesses.

La Pédologie moderne; ses Rapports avec la Géologie et la Géographie physique (*)

par R. MEURICE,

Directeur de la Station de Chimie et de Physique agricoles
à Gembloux,

Professeur à l'Institut agronomique de Gembloux.

En commençant cette causerie sur la pédologie, je dois d'abord définir son objet, c'est-à-dire : le SOL.

La définition du sol varie selon les points de vue, et chacun l'envisage d'une manière quelque peu différente. Pour l'agronome, le sol est la portion meuble superficielle de la croûte terrestre, limitée à la zone visitée par la grande masse racinaire des végétaux cultivés.

Pour le forestier, le sol est l'habitat des racines de son peuplement.

(*) Conférence donnée devant la Société le 21 décembre 1943.

Pour le géologue, le sol est souvent la portion meuble de la croûte terrestre, quelle que soit son épaisseur; cette formation, simple ou complexe, masque les affleurements et n'est marquée que d'une manière très discrète sur les cartes.

Le pédologue a besoin d'une définition à la fois plus générale et plus précise. Ramann a défini comme suit la notion de sol : « Le sol est la portion superficielle, meuble ou non, de la croûte terrestre, envisagée en tant que siège des actions d'altération et de décomposition d'origine atmosphérique. »

Comme ces actions se font sentir jusqu'à une certaine profondeur, le sol doit généralement être étudié bien au delà de la zone des racines.

En vue de cette étude, on met à nu la coupe verticale du premier mètre de sol : cette coupe constitue un « PROFIL ».

La discipline dont je veux vous entretenir étudie les sols et leurs profils.

Le terme « pédologie » dérive du mot grec « pedon », le sol. On reconnaît dans cette expression le radical « ped », qui rappelle le pied : pedon, c'est la place où l'on repose le pied. Comme la pédologie s'intéresse aux profils, soit donc à la profondeur plutôt qu'à la surface, on ne peut s'empêcher de penser que le terme en cause est plutôt mal choisi. Il est ancien, car on l'a proposé dès avant 1890; l'usage l'a donc consacré.

La pédologie pourrait être entendue dans un SENS LARGE, et comporter tout ce qui concerne le sol, y compris l'agrorologie, dont le but prochain est d'assurer de hauts rendements agricoles ou forestiers.

Je n'envisagerai ici la pédologie que dans le SENS RESTREINT. Dans cette acception, elle se borne à rechercher l'origine et l'histoire de chaque profil, puis à décrire les principaux types de profils que l'on rencontre dans le monde entier.

Dans son travail, le pédologue fait usage d'un matériel assez simple : bêche; couteau ou truelle à bout effilé; ruban métrique; papier indicateur universel; fiole à acide; marteau, tels sont ses principaux instruments.

Le profil est mis à nu dans une excavation rectangulaire dont une des faces est en gradins pour permettre d'y descendre. La fosse peut avoir un mètre de long sur 75 cm. de large; sa profondeur est de 1^m50 environ.

La bêche ayant lissé la paroi à examiner, il faut la rafraîchir au moyen du couteau ou de la truelle effilée. On étudie ensuite

sa surface et s'efforce d'y différencier ce qu'on appelle des HORIZONS.

On distingue souvent dans un profil des zones à peu près horizontales qui diffèrent sous l'un ou l'autre point de vue, par exemple la couleur : ce sont les HORIZONS.

Pour mettre en évidence les horizons, on considère d'abord la couleur, à l'état sec, puis à l'état humide, au soleil puis à l'ombre. Mais il peut ne pas se manifester ainsi d'horizons nets : on palpe alors la terre entre les doigts sur toute la hauteur examinée, afin d'apprécier sa nature sableuse ou argileuse; on y enfonce le manche du marteau pour voir si l'un ou l'autre niveau n'est pas plus meuble que les autres; on essaie de modeler sous l'ongle la terre humide.

On frappe ensuite de son marteau les différents niveaux : un son plus ou moins mat peut être perçu.

Le papier indicateur, ou éventuellement un potentiomètre portatif, mettra en évidence le pH des horizons éventuels.

Enfin, au moyen d'une goutte d'acide, on appréciera si le calcaire est plus ou moins abondant dans les divers niveaux.

On veillera aussi à rechercher les concrétions éventuelles : un niveau riche en concrétions est un horizon distinct.

Si, comme c'est désirable, une face de la fosse se trouve au pied d'un arbuste, on notera la forme du système racinaire : celui-ci est parfois limité à une certaine profondeur, soit par la proximité de l'eau phréatique, soit par un niveau trop sec comme du gravier, ou trop compact comme certaines argiles, soit encore par un horizon salifère.

Les horizons repérés sont ensuite mesurés au ruban métrique pour apprécier leur puissance. Enfin on effectue un prélèvement au milieu de chacun d'eux pour le soumettre ensuite à un examen complet au laboratoire.

Cet examen est mécanique, physique, pétrographique et chimique.

La fosse de profilage a d'ordinaire 1^m50 de profondeur. Si l'on veut connaître les couches plus profondes, force est bien de recourir au sondage. Il s'agit du sondage à main tel que les géologues l'utilisent.

On dépasse rarement en pédologie la profondeur de 3 m.

La sonde présente pour nous certains inconvénients très graves : d'abord elle ne permet pas de voir le profil; les horizons ne peuvent y être distingués qu'après analyse; de plus un mélange des horizons est presque inévitable. Il existe pourtant

des sondes spéciales qui ont pour but d'extraire un prisme ou un cylindre de terre *in situ* : cet échantillon est un MONOLITE.

Le monolite est pour nous l'équivalent de la carotte de sondage des géologues.

Si l'on a creusé une fosse de profilage, il est facile d'en extraire un monolite : à cet effet, quand on creuse l'excavation, on laisse sur une des parois verticales un prisme de terre en relief, en lui donnant comme base 10 cm. sur 20. On isole ensuite le monolite en le séparant de sa paroi par le jeu d'un fil de fer muni d'une poignée à chaque bout : on manie ce dispositif comme le fil à couper le beurre ou le fromage. Il faut faire usage des deux mains et donner au fil un mouvement de scie. Le monolite séparé est logé dans une caisse prismatique dont un des côtés est si possible une glace.

Les monolites sont lourds et encombrants. On peut les remplacer comme suit : une lame en contreplaqué de la hauteur du profil et large de 15 cm. est enduite au moyen d'un adhésif. On l'applique alors sur le profil. Après un certain temps, on la détache : elle a retenu un calque de la surface intéressante.

Le contreplaqué peut être remplacé par une lame mince en toute autre matière de résistance mécanique à peu près égale.

En principe, un profil dérive d'une formation géologique dès que celle-ci s'est stabilisée au contact de l'atmosphère.

Tout affleurement de roche lapidifiée subit l'action des agents météorologiques : au cours des millénaires, il se produit à la surface une certaine épaisseur de terre meuble. Un tel sol non déplacé par les forces géodynamiques s'appelle « formé sur place » ou « autochtone ».

Mais souvent les matériaux meubles ont été déplacés et déposés loin de leur roche mère : on est alors en présence d'un sol « de transport » ou « allochtone ». L'étude de leur formation est de la géologie pure. Toutefois, un sol meuble exposé aux agents extérieurs subit une évolution consécutive qui peut y différencier des horizons et donner naissance à un profil défini : l'étude de cette évolution est de la pédologie.

Je m'arrêterai quelque peu à la formation des sols meubles aux dépens des roches. J'envisage surtout les conditions tempérées normales.

Les agents formateurs de sol sont de trois ordres : physiques, chimiques et biologiques.

Les variations de température comptent parmi les plus efficaces.

Dans les régions désertiques, le climat est aride et les actions chimiques par conséquent impossibles. Par contre, les différences de température entre le jour et la nuit sont fortes, et l'absence de long crépuscule les rend brutales. La roche subit ces différences surtout à sa surface, car la masse rocheuse est peu conductrice. Il en résulte des dilatations et des contractions inégales, d'où des tiraillements intérieurs intenses qui à la longue transforment la surface du bloc rocheux en un sable à grains anguleux de même constitution et de même couleur que la roche mère. Transporté par le vent, ce sable forme parfois des dunes, mais il n'a pas le temps d'atténuer ses angles, à la différence des sables marins ou alluvionnaires qui ont été plus ou moins roulés par les eaux.

Dans nos régions, c'est surtout la gelée qui intervient comme agent thermique. On sait que l'eau, en se congelant, se dilate d'environ un treizième de son volume. Si un pore d'une roche est plein d'eau, lors de la gelée, ce pore devient comparable à une chaudière forcée. Rien ne résiste à des forces physiques de l'espèce : le pore saute. La répétition fréquente et continue de ce phénomène change à la longue une roche dure en terre meuble. Toutes les roches, même celles de consolidation directe, renferment de l'eau et sont par suite exposées à cette pulvérisation physique.

Les schistes, avec leurs joints nombreux, comptent parmi les roches les plus exposées à s'effriter de la sorte. Comment se présente un profil sur schiste ? Nous supposons que le sol détritique est resté sur place. On voit alors à la surface une argile fine, du moins si le schiste est tendre et si le profil est assez vieux. Cette argile, très compacte, fait, comme on l'a dit très justement : « boue en hiver, brique en été ». Vous reconnaissez là le sol des schistes bathyaux de la Fagne au Sud du synclinorium de Dinant.

Si le schiste est plus dur ou le profil plus juvénile, des fragments schisteux plus ou moins grossiers se mêlent à l'argile et corrigent ses propriétés physiques extrêmes; les fragments schisteux sont de plus en plus abondants vers le bas, de sorte qu'une transition lente est ménagée entre l'argile du sol et le schiste profond encore inaltéré, sans qu'on puisse y distinguer une démarcation quelconque. Il n'y a pas d'horizons nettement définis.

Parmi les AGENTS CHIMIQUES formateurs de sol meuble, il faut surtout citer l'eau et les corps qu'elle tient en solution.

C'est l'eau qui, dans le sol pédologique, agit sur les feldspaths et bien d'autres silicates en produisant des matières argileuses : les bases alcalines et alcalino-terreuses sont lessivées à l'état de bicarbonates, tandis qu'une partie de la silice s'élimine en solution colloïdale. Il reste des silicates d'alumine hydratés divers. Je ne puis qu'effleurer ici cette question dans laquelle minéralogie et pédologie présentent les rapports les plus étroits. Comme le kaolin compte souvent parmi les silicates aluminiques hydratés, le phénomène qui les produit a été appelé autrefois *kaolinisation*.

Dans les régions chaudes et humides, certains silicates aluminiques, surtout ceux du groupe de l'allophane, subissent à leur tour une hydrolyse : tandis que leur silice s'élimine à l'état colloïdal en profondeur, il reste l'oxyde à la surface. Le sesquioxyde de fer s'y mêle très souvent. L'ensemble constitue une ALLITE, constituant type des latérites.

Mais revenons aux conditions tempérées : la kaolinisation est un phénomène partiel, résultat d'un équilibre chimique fort peu accentué. Elle est à peine observable à l'échelle réduite de la vie humaine. Mais au cours des âges, les masses d'eau qui ont agi ont été énormes, accrues par le facteur temps : c'est ainsi que des quantités considérables d'argile se sont formées dans les zones superficielles de la croûte terrestre. Nous ne voulons toutefois pas affirmer que de l'argile ne puisse se produire aussi par d'autres processus liés à la géodynamique interne.

Le gaz carbonique est, dans bien des cas, un facteur actif d'attaque des roches dures : les eaux de pluie en renferment toujours. Les affleurements calcaires ont perdu à leur surface des centaines de mètres, dissous qu'ils étaient à la longue par les eaux carboniques : celles-ci les emportaient sous forme de bicarbonate calcique. A leur place subsiste tout ce qui, dans la formation, n'était pas du calcaire : d'ordinaire un limon plus ou moins argileux. Ce limon est un *sol résiduel de dissolution*. Une partie de ce même limon se retrouve aussi dans les fissures et les grottes de la roche, où les eaux l'ont entraîné. L'argile à silex de la craie est, elle aussi, un sol résiduel.

Parmi les AGENTS BIOLOGIQUES capables de fournir de la terre aux dépens des roches, je signalerai surtout les plantes sociales dont le type parfait est la FORÊT. Où trouve-t-on des espaces forestiers étendus ? En général sur les affleurements de roches dures, comme poudingues, arkoses, grès, quartzites et analogues. Le sol autochtone sur ces roches est pierreux, voire rocailleux

et pauvre en terre fine. Les arbres, grâce à leurs organes végétatifs puissants, peuvent insinuer leurs racines dans les moindres fissures qu'ils élargissent à la façon d'un coin. Les racines sont, d'autre part, gantées d'une terre de grande vitalité, nommée la rhizosphère, où les microorganismes pullulent : racines et microbes émettent du gaz carbonique; des fermentations variées produisent des acides organiques divers : butyrique, pyruvique et autres. Il en résulte des désagrégrations minérales importantes, ce qui a fait dire très justement que la forêt approfondit son propre sol. Mais il y a plus : les feuilles et autres débris tombés sur le sol y constituent la *couverture morte* qui représente chez nous quelque 10.000 kg. par hectare.

Les matières organiques de la couverture morte se décomposent en fournissant de l'humus, tandis que des corps divers se produisent : gaz carbonique et acides qui contribuent à la désagrégration minérale de la base géologique du terrain. La forêt épaissit de la sorte son sol par le haut.

Mais si la forêt édifie son propre sol, elle le protège aussi dès qu'il est formé : cette protection est dirigée surtout contre les agents de ravinement, d'érosion. Chacun sait à quel point les bois fixent les terres meubles sur les pentes et sont un obstacle puissant aux torrents dans les pays montagneux. On peut donc dire que « la forêt fait son sol et le conserve ».

Force m'est bien de me contenter de ces quelques exemples à propos de la production d'éléments meubles depuis les roches consolidées.

J'ajouterai que les AGENTS DE TRANSPORT, usant les blocs emportés, les divisent, et contribuent pour leur part à former de la terre meuble. Je n'ai pas à décrire ce phénomène devant des géologues qui le connaissent, certes, mieux que moi.

Je passe plutôt aux *phénomènes évolutifs dont les profils sont le siège* :

Il n'est pas rare, en Campine, de rencontrer le profil suivant : à la surface, une plante sociale, la bruyère, dont les débris donnent naissance à une sorte d'humus peu décomposable et acide. Sous ce niveau humifère noir, on voit une certaine épaisseur de sable grisâtre, sans fer et assez grossier.

Plus bas vient un tuf, c'est-à-dire une couche peu épaisse lapidifiée par un ciment humique et ferrugineux qui a consolidé le sable. Sous le tuf, le sable jaunâtre primitif se montre inaltéré.

On a analysé les divers horizons de ce profil et l'on a même

pu expérimentalement le reproduire au laboratoire, donc en réaliser une sorte de synthèse.

Voici la genèse du profil en cause : l'horizon noir superficiel O renferme de l'humus acide qui, dans les eaux infiltrées, passe à l'état de solution colloïdale, riche d'ailleurs en acides organiques solubles. Ceux-ci dissolvent le fer tandis que l'humus acide peptise les particules fines, c'est-à-dire les fait passer en pseudosolution et les entraîne avec lui. La zone inférieure à l'horizon O est donc lessivée par l'humus acide et privée de ses corps ténus, de son fer et de ses phosphates. C'est un horizon ÉLUVIAL, c'est-à-dire soumis à des actions de lavage. On le note souvent A, bien que certains auteurs plus modernes le désignent par E. Au niveau du tuf, la pseudosolution a rencontré des causes de fluctuation : électrolytes tel le bicarbonate de chaux, colloïdes de signe contraire, tel l'hydroxyde ferrique. L'humus et les éléments ténus se sont donc déposés entre les grains de sable. Il y a eu là ILLUVIATION, c'est-à-dire dépôt : cet horizon est l'horizon B que l'on note plutôt I.

Pourquoi le tuf est-il dur ? Le ciment, d'abord mou, a subi des alternatives de sécheresse et d'humidité qui ont provoqué ce qu'on appelle le vieillissement, dont un des caractères est le durcissement.

Sous le tuf se trouve le sable primitif qui n'a pas participé aux phénomènes décrits plus haut : c'est l'horizon P (petra). La formation d'un tel profil a nettement transformé le dépôt primitif sous les influences climatiques suivantes : extension possible d'une plante sociale, la bruyère; lessivage de l'éluvium par des matières humiques acides; alternances sèches au niveau de l'illuvium.

Il est rare de trouver, sous nos climats tempérés, des profils aussi typiques. Souvent, le sol en place y est le fidèle reflet de sa roche mère : nous en avons donné des exemples sur schistes et sur calcaires.

Quand l'un des facteurs du climat présente des caractéristiques extrêmes, il n'en est plus ainsi : dans ce cas, un profil typique se développe uniformément sur des roches même très différentes.

C'est l'École russe, avec Dokutschaliev, Glinka, Cibirzev, Vilenski et d'autres, qui, vers 1890, a décrit les diverses formations climatiques de l'ancienne Russie, dont le climat, très continental, varie fort du Nord au Sud. L'École américaine et d'autres ont suivi.

La dernière partie de la pédologie *stricto sensu* étudie les divers profils climatiques. Je le répète, nos climats tempérés se prêtent peu à des observations de l'espèce : il faut chez nous se battre les flancs et invoquer des faits presque artificiels pour cataloguer tous les profils. On ne peut faire reproche aux Belges, aux Français et à d'autres de n'avoir pas été en l'occurrence à l'avant-garde : le matériel caractéristique leur manquait.

Il n'y a pas encore bien longtemps, on classait en bloc les sols tempérés sous la dénomination proposée par Ramann : « terres brunes ».

Ces dernières années, on a assisté à de laborieux efforts qui ont permis de caractériser divers types particuliers dans les terres brunes. Celles-ci, en général, ont des propriétés qui dépendent beaucoup de leur roche mère. Il n'en est pas de même sous des climats présentant l'une ou l'autre caractéristique extrême.

On distingue en général les profils de formation physique et ceux de formation chimique. Les premiers sont dus, comme les sables du désert, uniquement aux facteurs physiques. Les sols de formation chimique doivent leur origine à la fois aux phénomènes physiques et aux phénomènes chimiques. Ainsi, un sol résiduel sur calcaire est une formation chimique.

Dans chacun de ces groupes, il y a les sols arides et les sols humides. Il s'agit dans ces dénominations, non pas du climat atmosphérique, mais de ce qu'on appelle le climat DU SOL. Le climat d'un sol est humide quand il s'y produit de l'infiltration sur la moyenne de l'année. Le climat est par contre aride quand on ne constate pas d'infiltration moyenne annuelle.

L'aridité autorise temporairement des pluies, suivies d'une certaine infiltration : mais dans la suite, l'eau remonte par capillarité et se réévapore en surface. Les sols arides ne sont donc pas lessivés par les pluies et conservent leurs constituants solubles.

Si l'on dresse une *carte schématique des sols européens*, on y voit des zones allongées à peu près Est-Ouest, depuis les toundras de l'extrême Nord jusqu'à la *terra rossa* d'Italie et de Grèce. L'altitude, dans les montagnes, y produit des zones comparables.

Les profils de formation chimique sont de loin les plus intéressants. Je me propose d'en décrire quelques-uns.

En Russie, au Sud des toundras dont le sous-sol est perpétuellement congelé, s'étendent des espaces forestiers sous un

climat humide et sévère. La couverture forestière se décompose très lentement en milieu froid et l'humidification produit des résidus organiques abondants et acides. Cet humus acide gonfle dans l'eau, puis y passe en pseudosolution et circule. Comme dans l'exemple du profil de Campine, il y a lessivage du fer, des bases, des phosphates, tandis que les particules fines sont entraînées. C'est la **PODZOLISATION**. Plus bas, un niveau illuvial, un tuf, s'est formé par floculation des colloïdes. Sous le tuf, on voit le terrain primitif jaune.

Ce type de profil est un **PODZOL** : terme russe, de « pod » semblable à, et de « zola » cendre. L'horizon éluvial podzolisé est, en effet, privé de fer, enrichi en sable et coloré en gris par l'humus, d'où son aspect analogue à celui des cendres.

Des profils comparables existent sous les associations de bruyères, mais il est possible que leur formation se soit faite primitivement sous la forêt; celle-ci, ayant plus tard disparu, a été remplacée par la bruyère.

La forêt peut dans certains cas être envahie par une *tourbière haute*.

On sait que dans les couches inférieures de la tourbe des Hautes Fagnes on peut trouver des fructifications d'arbres adaptés aux conditions très humides, comme les aunes. Voici le mécanisme de cette dégradation du profil forestier primitif : sous un climat froid et humide, en sol pauvre, la couverture morte d'un peuplement mal venant se décompose difficilement. Les apports organiques ne cessent pas, de sorte que la litière s'épaissit. Elle devient riche en matières réductrices, très acide, et passe au stade de « tourbe sèche ». Dans la tourbe sèche, les espèces végétales sont encore déterminables à l'œil nu. L'humus acide entraîne les colloïdes qui maintenaient ouverts les pores de la couverture morte : l'horizon organique O se tasse de plus en plus. Les sels minéraux ne pouvant plus monter par capillarité dans ce milieu compact, le haut de l'horizon organique devient de plus en plus pauvre en bases, de plus en plus acide. Si le milieu est assez humide, les **SPHAGNUM** les moins sensibles aux sels minéraux peuvent s'implanter et produire de la tourbe gorgée d'eau, de la vraie tourbe. Celle-ci s'épaississant en surface, devient de plus en plus pauvre en sels et finalement constitue un substratum convenable pour les sphaignes les plus frugales, typiques de la tourbière haute. Dès que 20 ou 30 cm. de tourbe étranglent la base des arbres, c'est la mort du peuplement.

Dans le Sud de la France, on peut voir des TERRES ROUGES : ici, il y a déjà eu, à cause de la chaleur du Midi, une certaine hydrolyse des silicates alumineux avec production d'allite. Le sol est donc une sorte de limon, mélange d'argile avec des sesquioxides aluminique et ferrique. C'est le fer qui colore la terre en rouge : l'hydroxyde limonitique a perdu une partie de son eau aux heures d'insolation directe et est devenu de la *turgite*. Ce minéral serait une solution solide d'eau dans la matière de l'oligiste. La teinte rouge n'est pas souillée par l'humus, trop vite décomposé en climat chaud, et elle se montre très pure. La *terra rossa* est une variété de terre rouge sur calcaire : ce substratum, plus chaud, donne à la formation une extension plus large vers le Nord que sur d'autres roches.

Entre les terres rouges et les terres brunes, il y a parfois, sous un climat plus humide, des terres JAUNES, très pauvres en humus, mais où l'oxyde de fer est encore assez hydraté pour rester jaune.

Les fameuses TERRES NOIRES, les *tchernoziom* de Russie, sont, elles aussi, des formations climatiques qui se rencontrent sur toutes sortes de roches. Elles s'étendent en Europe suivant une large bande passant par la Hongrie, la Roumanie, l'Ukraine et la Russie centrale. Le climat atmosphérique est là continental, caractérisé par un hiver long et froid, un été très sec. Le climat du sol est semi-aride, c'est-à-dire que les eaux infiltrées n'y dépassent guère la profondeur d'un mètre, puis remontent par capillarité : le SOL VIF est la partie visitée par l'eau. Plus bas, c'est le « sol mort ».

Le sol vif, non lessivé vers le sol mort, conserve ses matières salines et se montre donc riche en corps biogéniques. Les sels, d'autre part, font flocculer les colloïdes du sol et leur confèrent un état physique favorable, d'où résulte une structure bien poreuse. La coloration noire est due à une forte proportion de matières humiques. Leur origine réside dans les débris abondants de la végétation herbacée des steppes. Ces débris ne peuvent se décomposer à fond que si la température est suffisante et si l'eau ne manque pas : ces conditions ne sont remplies que pendant deux courtes périodes, le printemps et l'automne. La matière noire, l'humus résiduel, est donc abondante, bien neutralisée d'autre part par les bases que le lessivage a respectées ; elle est en outre bien mêlée à la terre par les eaux et par les animaux fouisseurs, et cela sur toute l'épaisseur du sol vif. Les

terres noires comptent parmi les meilleurs sols de culture du monde entier.

Au Sud des terres noires, des conditions plus arides fournissent un humus différemment coloré : c'est la zone des terres BRUN CHATAIGNE.

Au Nord, par changement de climat, le lessivage peut être devenu plus intense et avoir produit une sorte de podzolisation de l'horizon superficiel : c'est alors une *terre noire dégradée*.

Un profil présente dans certains cas le phénomène du RAJEUNISSEMENT : non loin d'un volcan, des cendres peuvent avoir, au cours des âges, formé un profil juvénile d'abord, mûr ensuite, sénile enfin, à mesure que les épigénies minérales s'accroissent et que des éluviations accompagnées d'illuviations diverses se marquent. Souvent, en régions chaudes, le vieillissement d'un profil s'accompagne d'une allitisation progressive avec éluviation des bases et stérilisation du milieu. Mais voici qu'après un long temps de calme le volcan se réveille et vient apporter sur le profil sénile des cendres nouvelles, riches en bases et en minéraux encore inaltérés : le profil est alors RAJEUNI et va recommencer une évolution nouvelle. C'est ici un phénomène favorable.

Ailleurs, un profil bien cultivable peut recevoir des apports sableux éoliens : c'est encore un rajeunissement, désastreux celui-ci.

Tels sont, Messieurs, les quelques faits pédologiques que j'ai recueillis pour vous dans le domaine très large de la science du sol : je me suis efforcé, après les définitions obligées, de mettre en évidence quelques-uns des principaux rapports existant entre la pédologie, d'une part, la minéralogie, la géologie et la géographie physique, d'autre part.

J'espère avoir montré que la pédologie, dans une partie du moins de sa discipline, n'est pas autre chose qu'un chapitre très spécial de la géologie ou science de la terre.

Puissé-je, par cet exposé forcément très bref et très incomplet, avoir réussi à vous intéresser !

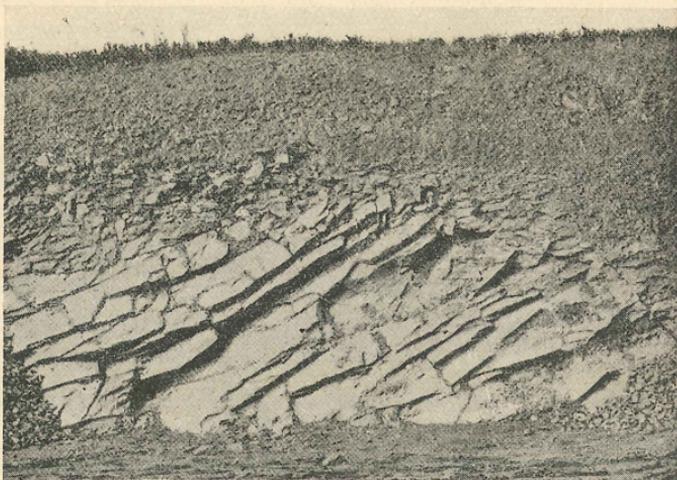


FIG. 1. — Sol détritique en place sur schiste phylladeux.



FIG. 2. — Sol résiduel sur calcaire.



FIG. 3. — Érosion sur une pente après déboisement.

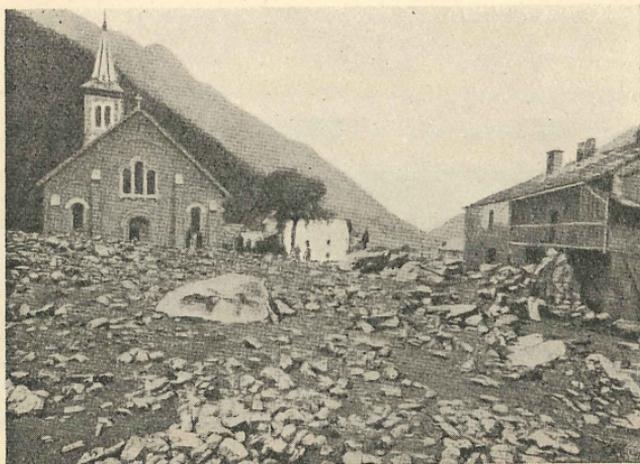


FIG. 4. — Après déboisement, village envahi par un cône de déjection torrentiel.

Le relief de la Belgique et la géologie générale ⁽¹⁾,

par CH. STEVENS.

Je suis un peu confus de développer devant cet auditoire un sujet se rapportant au relief de la Belgique, car cette conférence est assez ancienne. Le 11 décembre 1937, elle a été donnée une première fois en une séance académique à l'École royale militaire. Depuis lors, avec quelques modifications de détail, elle a été répétée à l'Université d'Utrecht et à la Sorbonne.

Pourtant, je suis très honoré de la répéter ici, parce que la Société belge de Géologie a toujours accordé le meilleur accueil à mes recherches et parce que c'est ici même qu'en 1931 j'en ai annoncé les premiers fondements.

Aussi bien, on vieillit vite en Science. Si la thèse défendue a été favorablement accueillie, elle a été aussi très attaquée par un cercle restreint de géographes qui, toutefois, n'ont pu lui opposer que des considérations théoriques; quand on a porté la discussion dans le domaine des faits, la thèse est restée inébranlée.

Au surplus, beaucoup d'éléments nouveaux se sont ajoutés au faisceau des découvertes anciennes. De sorte que la thèse se présente à la fois d'une manière plus solide et plus féconde qu'il y a six ans. Elle a connu l'épreuve du temps.

Enfin, j'insisterai particulièrement aujourd'hui sur l'Introduction et les Conclusions.

INTRODUCTION.

En tête de cet exposé, on pourrait inscrire les trois pensées suivantes d'Émile Argand :

Notre ambition est de revoir, en la précisant, de la tectonique en arrêt et de faire voir de la tectonique en mouvement.

Puis :

Il n'y a pas de synthèse tectonique sans la vision d'un continu à trois dimensions en train de se déformer.

Enfin :

Je ne pense qu'à abréger en employant, pour caractériser l'essentiel des deux attitudes, les expressions de fixisme et de mobilisme.

Le fixisme n'est pas une théorie, mais un élément négatif commun

(*) Conférence donnée devant la Société le 15 février 1944.

à plusieurs théories. A bien voir les choses, il n'est que la non-position d'un problème qui est précisément celui du mobilisme, et il ne se définit que par rapport à lui. En rigueur, il ne saurait être démontré ni infirmé; c'est le lot de toute idée qui compte sur l'absence de témoignages.

Le pouvoir constructeur et les dangers du fixisme ne commencent qu'avec son association à des vues positives, auxquelles il communique, du reste, le principe d'inertie qui est en lui.

On voit à quel point le génial tectonicien de l'Eurasie répugnait à toute hypothèse fixiste; mais il a écrit ces lignes il y a plus de vingt ans et, depuis lors, les idées et les découvertes ont fait du chemin. Si, depuis longtemps, les géologues se sont ralliés à la certitude des déformations permanentes de la Lithosphère, il n'en est pas de même de quelques géographes. Mobilisme et fixisme sont encore des principes qui opposent certaines écoles. Par une curieuse contradiction, alors qu'on les voit adopter les théories mobilistes les plus absolues, comme celle d'Alfred Wegener, quelques géographes se refusent à admettre les déformations récentes d'une région limitée. Certes, au point de vue théorique, ils n'iront plus jusqu'à nier la déformation permanente des assises géologiques; mais, à leurs yeux, elles sont si lentes qu'elles sont à peine perceptibles pour la durée des temps quaternaires.

En ce qui concerne la Belgique, je montrerai, d'abord, par trois exemples, que notre pays se trouve au sein de régions dont on a pu démontrer le mobilisme depuis l'origine des temps quaternaires.

*
**

Le premier exemple réside dans la vallée de la Haine. On sait que le sol alluvial de cette vallée se trouve anormalement bas : 30 m. à Mons; 25 m. à Saint-Ghislain; 20 m. à la frontière française.

Grâce à Jules Cornet, on sait aussi qu'il s'agit d'une dépression d'origine lointaine, mais qui, après aplanissements successifs, s'est reformée à l'époque quaternaire. C'est une vallée d'origine tectonique; l'activité tectonique s'est manifestée dans de nombreux détails; mais le relief a été accentué par l'érosion. A ce point de vue, c'est une des vallées les plus curieuses qui soient au monde.

A la frontière française, la largeur de la plaine alluviale et sa profondeur montrent que l'affaissement s'est poursuivi à l'Holocène.

Le second exemple réside dans la déformation des terrasses du Rhin, démontrée par A. Penck.

Si l'on tient compte de ce que, dans la traversée du plateau rhénan, le Rhin coule sur la roche dure, tandis qu'en aval, on aboutit au golfe de Cologne et qu'en amont, dans la région de Darmstadt, les formations alluvionnaires dépassent 100 m., on découvre, pour le Pléistocène et l'Holocène, un mobilisme important du plateau rhénan et, par conséquent, de notre Ardenne qui le prolonge vers l'Ouest.

Dans son étude sur l'Hydrographie des Ardennes, M^{lle} Jacoba Hol était arrivée, pour la Meuse dinantaise, à des conclusions similaires.

Le troisième exemple réside dans l'étude comparative des formations quaternaires de l'Angleterre et des Pays-Bas. Le D^r P. Tesch a placé la base du Pleistocène néerlandais à la base du Crag de Norwich. Or, en Angleterre, cette base est inclinée vers l'Est, vers la mer flamande; tandis que, dans les Pays-Bas, elle est inclinée vers l'Ouest. Elle descend de plus de 400 m. sous Amsterdam et sous Katwijck.

Il faut en conclure que la mer flamande correspond à une zone de subsidence d'une remarquable ampleur. Dans l'axe de la mer flamande, elle dépasse certainement, et de beaucoup, 400 m.

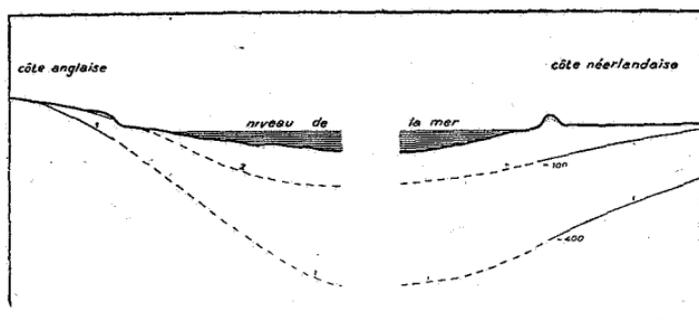


FIG. 1. — La subsidence pléistocène de la mer Flamande.

C'est le jeu de cette subsidence, conjugué avec celui du graben de Ruremonde et du golfe de Cologne, qui est à l'origine de l'extension considérable de la plaine poldérienne des Pays-Bas.

Cette dernière considération est très importante, car c'est à la bordure de la mer flamande que se trouvaient les niveaux de

base du Rhin et de ses anciens tributaires, l'Escaut et la Meuse. L'évolution morphologique de leurs vallées a donc été réglée, en ordre principal, par le jeu de cette subsidence et non par le déplacement eustatique du niveau de la mer comme on l'a cru jusqu'ici.

*
**

Chacun de ces exemples suffirait, à lui seul, à démontrer le mobilisme du sol belge. C'est donc à la lumière du mobilisme qu'il convient d'étudier l'évolution morphologique de la Belgique. Mais, en matière de mobilisme, il convient de se méfier, car il conduit à des interprétations trop aisées. Si l'on observe un bombement de la surface topographique, il est peut-être permis de l'attribuer *a priori* à une épirogénie; mais, pour être valable, cette attribution doit s'appuyer sur un certain nombre de faits convergents. Un géologue exigera toujours qu'une interprétation tectonique de surface trouve sa démonstration dans la structure profonde.

Ici encore interviendront certaines considérations théoriques.

La Moyenne et la Basse-Belgique reposent sur un socle de terrains primaires. Ceux-ci ont été plissés et faillés lors des phases les plus actives de l'orogénie hercynienne. Ces faisceaux de plis et ces failles constituent des zones de moindre résistance. Lors des déformations nouvelles, il y aura remise en jeu de ces failles et de ces plis, avec entraînement des parties superficielles. Il y aura tendance à la permanence. Une géomorphologie belge, basée sur la tectonique, devra donc tendre à deux choses :

1° Dans l'étendue des faits observables, dresser une carte du relief du socle primaire;

2° Vérifier si les lignes générales du relief topographique sont conformes aux traits généraux de la tectonique hercynienne.

Le second point est d'observation facile, puisque le relief topographique se déroule sous nos yeux; le premier point est lié aux progrès de l'exploration profonde. Dans ce genre d'études, la théorie est toujours en avance, et de beaucoup, sur la démonstration. Nous nous en consolons en pensant qu'il en est généralement ainsi lorsqu'il s'agit de recherches scientifiques.

Je termine ici cette introduction pour pénétrer dans le cœur même du sujet.

LE RELIEF DE LA BELGIQUE.

Souvent, on a comparé le relief du sol belge à une toiture surbaissée, dont un versant s'incline doucement vers le N.NW. et dont l'autre, beaucoup plus court, descend vers le Sud.

Cette conception, assez élémentaire, est inexacte à un point de vue. Puisqu'il s'agit d'une toiture, il est très malaisé de tracer son arête faîtière. Considérons, par exemple, les deux régions les plus élevées de la Belgique : le massif de la Baraque-Michel (693^m95 au signal de Botrange) et le plateau des Tailles (652 m. au signal de Malempré, près de la Baraque-Fraiture).

La distance entre ces deux points n'atteint pas 40 km. Ils sont pourtant séparés par une profonde dépression topographique : l'Amblève y coule à une altitude voisine de 245 m. Entre les deux régions, il y a donc un creux de plus de 400 m.

Bien plus, quand on étudie la forme de ces deux massifs, il semble impossible de les relier par une ligne de faite qui corresponde à quelque réalité du terrain. Or, on peut faire des observations similaires pour tous les sommets de l'Ardenne.

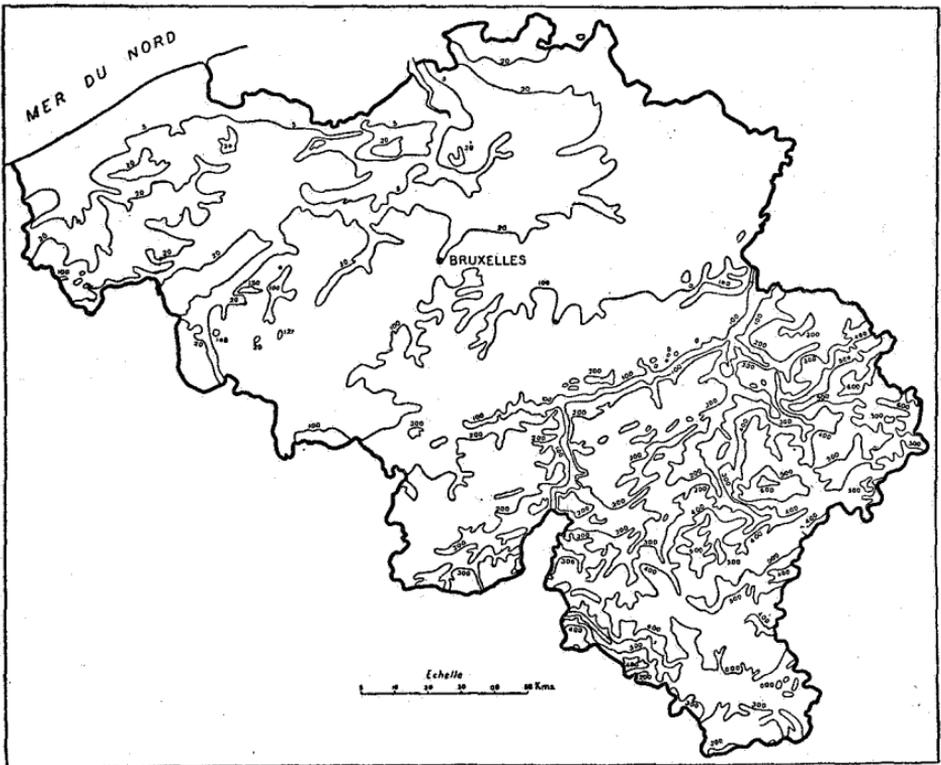


FIG. 2. — Croquis hypsométrique de la Belgique.

Enfin, ces zones élevées ne se présentent jamais sous la forme de « crêtes », mais bien sous celle de plateaux à profils arrondis.

L'idée d'une ligne faitière est donc fautive. La conception est plus exacte si l'on remplace cette ligne par une *région de hauts sommets*, d'ailleurs difficile à délimiter.

Ce qui reste vrai, c'est la conception d'une double inclinaison du terrain, vers le N.NW. et vers le Sud. C'est un des éléments les plus importants de la morphologie belge. Il est en rapport avec la surélévation de l'Ardenne.

Pour la facilité du langage, on a divisé le sol belge en cinq régions hypsométriques :

- a) La plaine maritime;
- b) La Basse-Belgique;
- c) La Moyenne-Belgique;
- d) La Haute-Belgique;
- e) Le Bas-Luxembourg.

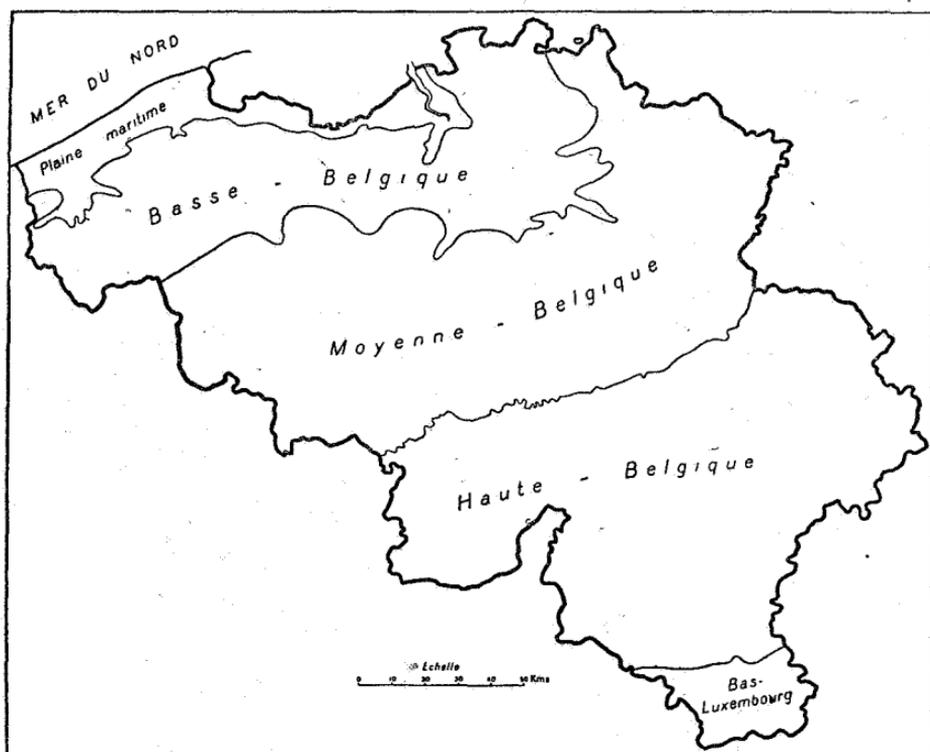


FIG. 3. — Zones hypsométriques de la Belgique.

Bien que ces distinctions n'aient été basées, jadis, que sur des considérations empiriques, elles répondent assez fortuitement à des caractères géologiques.

La *plaine maritime* s'étend jusqu'à la courbe de 5 m. C'est sensiblement le niveau moyen des marées hautes qui, à Ostende, est de 4^m44.

La *Basse-Belgique* s'étend de 5 à 20 m. Sauf quelques exceptions sérieuses en Flandre Occidentale, c'est une plaine presque parfaite. Néanmoins, une rupture de pente sensible marque le contact entre la Basse et la Moyenne-Belgique.

La *Moyenne-Belgique* s'étend depuis la courbe de 20 m. jusqu'au sillon de Sambre-Meuse. Cette dernière limite est peu rationnelle puisque, de Charleroi à Liège, elle coupe le bassin houiller en deux parties, dans le sens de la longueur.

Mais elle répond à une conception populaire, qui n'est pas illogique, puisque les altitudes croissent rapidement au Sud de ce sillon.

La Basse et la Moyenne-Belgique correspondent sensiblement à l'extension continue des terrains tertiaires.

La *Haute-Belgique* répond à l'affleurement des terrains primaires de l'Ardenne. Au Sud du sillon de Sambre-Meuse, on atteint rapidement 200 m. d'altitude, pour arriver à des sommets dépassant 500 m. Deux d'entre eux dépassent 600 m. Le point culminant est, avons-nous vu, au signal de Botrange (693^m95).

Le *Bas-Luxembourg* correspond à l'extension, en Belgique, des assises triasiques et jurassiques du bassin de Paris. Son point culminant est de 465 m.

Ces subdivisions s'énoncent encore dans de nombreux manuels scolaires. Elles ont l'avantage d'imprimer aisément dans la mémoire les traits les plus simples du relief belge.

Mais si nous désirons étudier la genèse même de ce relief, ces subdivisions ne répondent plus qu'à une seule chose : c'est, avons-nous vu, à la surélévation d'ensemble de l'Ardenne, marquée, au Nord et au Sud, dans le recouvrement post-primaire. Nous retiendrons que c'est une chose d'ordre tectonique.

Dès qu'on pénètre dans le détail, ces subdivisions classiques deviennent inopérantes.

Si nous consultons les traités généraux, nous apprenons que, depuis Alexandre de Humboldt, l'altitude moyenne des conti-

nents n'a jamais été trouvée inférieure à 700 m. Or, aucun point n'atteint cette altitude en Belgique. C'est donc un pays peu élevé.

Dès lors, il peut paraître téméraire d'invoquer la déformation tectonique pour expliquer la formation du relief de ce pays. Pourtant, par une analyse lente et méthodique, on en arrive à cela.

Ce sont les résultats d'études de ce genre que j'aurai l'honneur d'exposer devant vous.

Considéré dans son ensemble, le relief belge paraît être un nid d'anomalies, tant dans ses caractères hydrographiques que dans ses caractères orographiques.

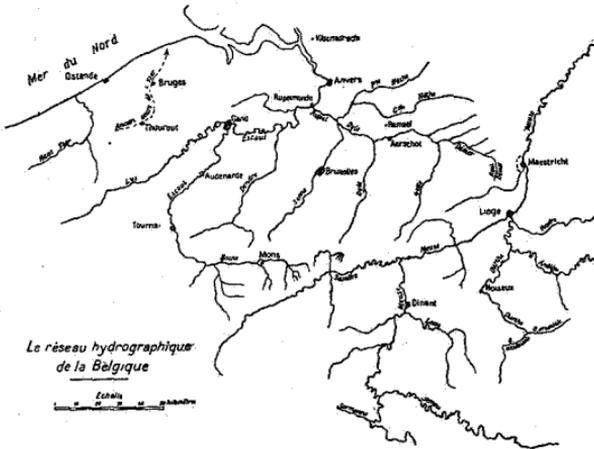


FIG. 4. — Réseau hydrographique de la Belgique.

Après J. Cornet examinons l'*Hydrographie belge* :

1° Au lieu de se diriger vers le rivage, nos rivières fuient parallèlement à lui. Tels sont le haut Yser, la Lys, l'Escaut, la Dendre, la Senne, la Dyle, la Gette, le haut Démer. A cette série, il faut même ajouter la Meuse de Maastricht, prolongée par l'Ourthe.

Dans cette disposition, Ch. de la Vallée-Poussin voyait « une discordance entre le passé et le présent ».

2° De Marchienne-au-Pont à Liège, la vallée de Sambre-Meuse coïncide avec le bassin houiller. Il en est de même de la vallée de la Haine. Ces deux sillons ont donc une origine commune. Pourtant, ils sont séparés l'un de l'autre par le plateau d'Andlerlues.

A première vue on ne s'expliquait pas cette discontinuité.

Ch. Stevens

TRACÉ DE LA COURBE HYSOMÉTRIQUE DE 300 MÈTRES
EN BELGIQUE ET DANS LES RÉGIONS VOISINES

Échelle 0 5 10 15 20 25 Km

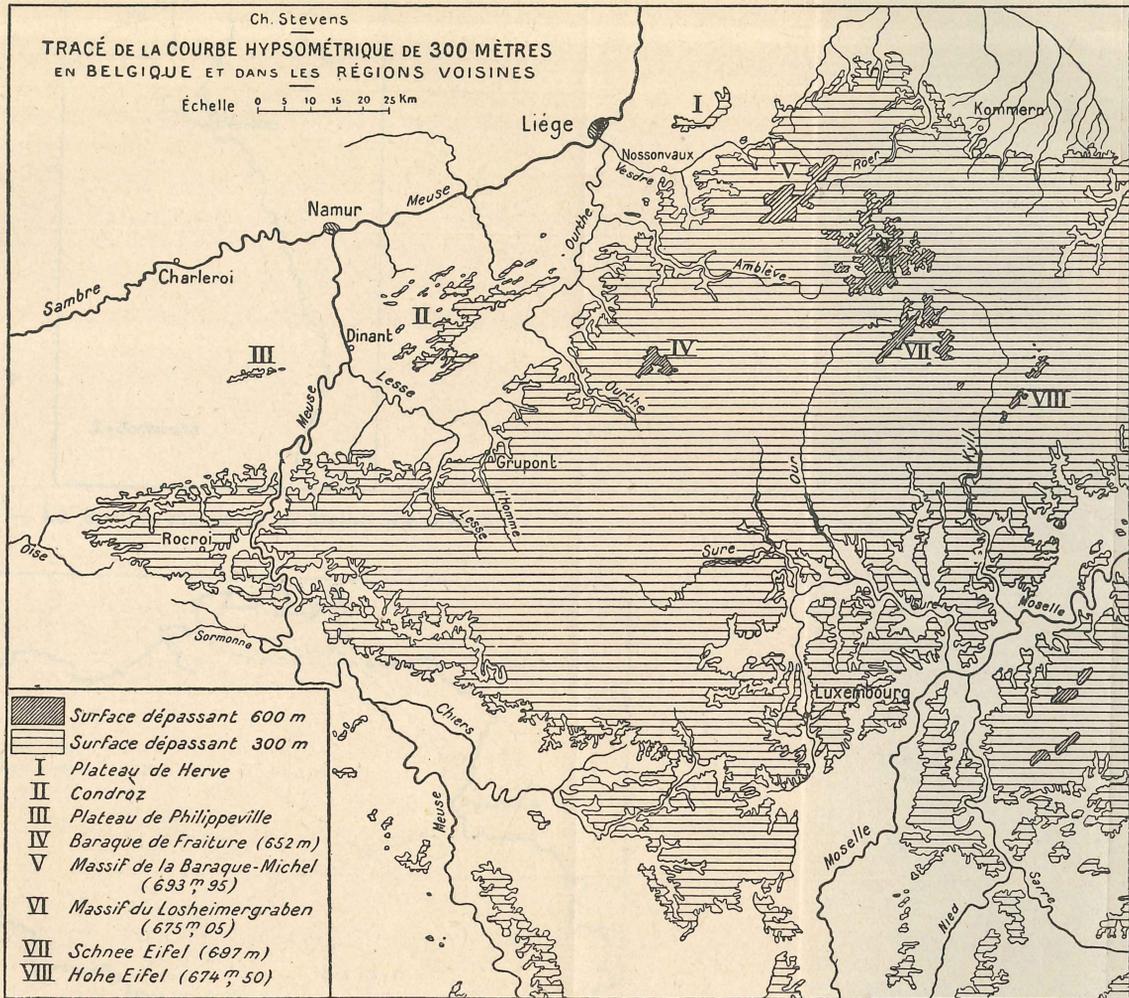


FIG. 7. — Étendue des surfaces topographiques supérieures à 300 m.

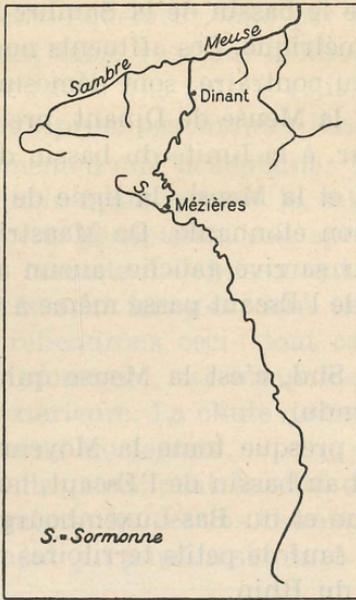


FIG. 5. — La Sambre-Meuse et la Meuse dinantaise.

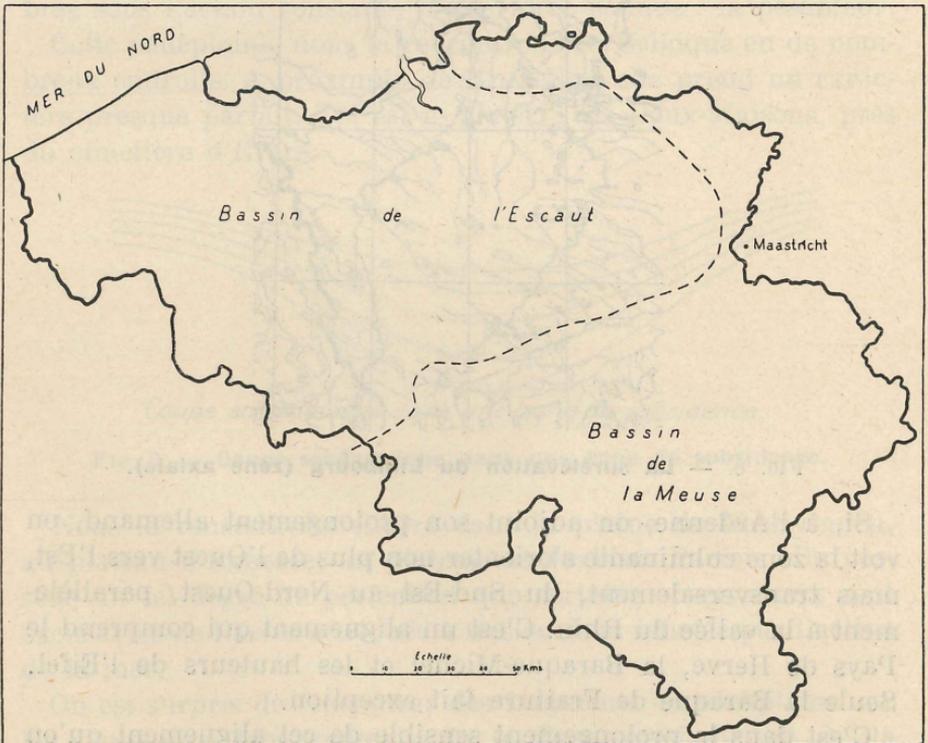


FIG. 6. — Ligne de partage des eaux entre les bassins belges de l'Escaut et de la Meuse.

3° Quand on isole le bassin de la Sambre-Meuse, il est monstrueusement dissymétrique. Ses affluents nord sont très courts; ses affluents sud, au contraire, sont démesurément longs.

L'un d'entre eux, la Meuse de Dinant, prend même sa source à 290 km. de Namur, à la limite du bassin de la Méditerranée.

4° Entre l'Escaut et la Meuse, la ligne de partage jouit, vers l'Est, d'une extension étonnante. De Maastricht à Maesyck, la Meuse ne reçoit, sur sa rive gauche, aucun affluent important. Un petit tributaire de l'Escaut passe même à 9 km. à l'Ouest du pont de Maastricht.

En revanche, au Sud, c'est la Meuse qui jouit vers l'Ouest d'un bassin très étendu.

Et l'on note que presque toute la Moyenne et la Basse-Belgique appartiennent au bassin de l'Escaut, tandis que la totalité de la Haute-Belgique et du Bas-Luxembourg appartiennent au bassin de la Meuse, sauf de petits territoires dépendant des bassins de la Seine et du Rhin.

Au point de vue orographique, les choses sont aussi étonnantes.

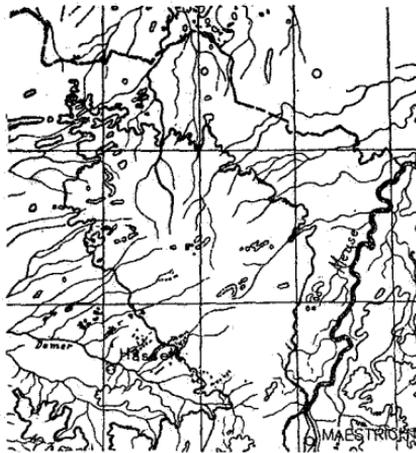


FIG. 8. — La surélévation du Limbourg (zone axiale).

Si, à l'Ardenne, on adjoint son prolongement allemand, on voit la zone culminante s'orienter non plus de l'Ouest vers l'Est, mais transversalement, du Sud-Est au Nord-Ouest, parallèlement à la vallée du Rhin. C'est un alignement qui comprend le Pays de Herve, la Baraque-Michel et les hauteurs de l'Eifel. Seule la Baraque de Fraiture fait exception.

C'est dans le prolongement sensible de cet alignement qu'on trouve le plateau de la Campine limbourgeoise.

En reprenant méthodiquement, une par une, l'étude de ces anomalies, en faisant table rase des méthodes n'aboutissant à rien, on arrive à conclure que tout le relief belge est régi par l'application de deux principes simples basés sur l'étude :

1° De l'établissement d'une pénéplaine;

2° Des déformations ayant affecté le sol, soit au cours de l'établissement de cette pénéplaine, soit après son achèvement.

On sait en quoi consiste l'établissement d'une pénéplaine. Quelques subtilités se sont fait jour dans les écarts de sa définition; mais nous retiendrons ceci : tout caillou, dégringolant sur le flanc d'une montagne, est incapable de remonter sans l'aide d'une force extérieure. La chute de ce caillou a coopéré à l'aplanissement général du terrain.

De multiples agents participent à cette œuvre gigantesque : les écarts de température, les actions chimiques, l'eau courante, et, surtout, cet élément qui joue un si grand rôle en géologie : le temps, la durée.

A un point de vue plus abstrait, on peut considérer la lente formation d'une pénéplaine comme celle d'une surface équilibrée sous l'action constante d'une force connue : la pesanteur.

Cette pénéplaine, nous la rencontrons en Belgique en de nombreux endroits. A proximité de Bruxelles, elle prend un caractère presque parfait. Tel est le plateau des Deux-Maisons, près du cimetière d'Evere.



Coupe schématique dans une zone de subsidence.

FIG. 9. — Coupe schématique dans une zone de subsidence.

Nous la rencontrons encore dans la plaine de Neerwinden, au plateau d'Éghezée, au plateau de Jurbise. Parfois elle possède un tel degré de perfection que certains observateurs sont excusables de l'avoir attribuée à une surface rabotée par l'action de la mer.

On est surpris de rencontrer des fragments de pénéplaine sur les hauteurs : aux sommets de la Baraque-Michel et de la Baraque de Fraiture.

Les *déformations du sol* contrarient l'établissement d'une pénéplaine. En Belgique, on peut les comprendre sous la forme de gauchissements d'un énorme rayon de courbure. Elles se manifestent de deux façons :

- a) Les zones de subsidence;
- b) Les surélévations rajeunies.

Les *zones de subsidence* ont, actuellement, une grande vogue. Peut-être les a-t-on attribuées un peu vite à des zones d'affaissement de l'écorce terrestre, ce qui les apparenterait directement à la notion des géosynclinaux.

Il faut avouer qu'elles en ont l'apparence. Elles correspondent non seulement à des dépressions allongées de la surface topographique, mais encore à une accumulation anormale de sédiments de divers âges. Tout se passe comme si la région n'avait cessé de s'affaisser au cours de la sédimentation.

En réalité, ces zones d'affaissement ne sont que le reflet des poussées tangentielles exercées en profondeur.

Les *surélévations rajeunies* correspondent, comme leur nom l'indique, aux zones surélevées. D'après une nomenclature ancienne on peut les attribuer, si l'on veut, aux déformations épirogéniques ou aux plis posthumes.

Pourtant, un terme nouveau s'imposait. Il spécifie les surélévations en cours ou celles dont l'activité est si récente qu'elles ont placé, provisoirement, hors d'atteinte de l'érosion, certains fragments de pénéplaine et certains sédiments qui, sans cela, auraient disparu depuis longtemps.

Mais ces deux notions ne peuvent être admises si elles ne sont pas rationnelles. En géologie, elles appartiennent au domaine

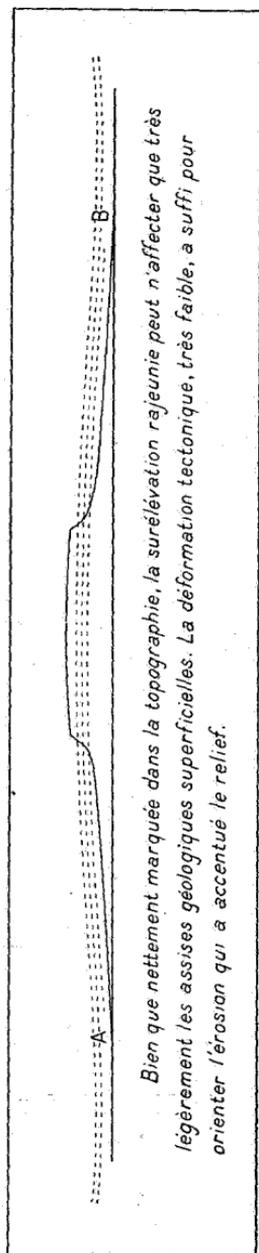


FIG. 10. — Coupe schématique dans une surélévation rajeunie.

de la tectonique. Il faut donc qu'elles soient en harmonie avec la structure de notre pays.

Or, en tectonique, il faut accorder, quelle que soit leur origine, une part importante aux déformations tangentielles, subhorizontales, telles que les plate-failles de notre terrain houiller.

Tel est encore le *charriage du Condroz* qui a fait cheminer l'Ardenne sur un substratum dont nous ne connaissons que la bordure septentrionale, représentée par le bassin houiller de Haine-Sambre-Meuse.

Les notions de surélévation et de subsidence sont peu compatibles avec ces faits, tout au moins en apparence. Existerait-il une tectonique différente pour le socle primaire et pour son recouvrement ? Cela semble difficilement concevable.

Aussi, les zones de surélévation et de subsidence s'expliquent-elles mieux si on les considère comme représentant, à la surface du sol, le reflet assourdi, amorti des déformations plus complexes du sous-sol.

Dans les terrains meubles de la surface, elles ne peuvent d'ailleurs se concevoir que sous la forme de dénivellations dont la flèche est très faible par rapport à l'extension.

Mais cette conception exige encore une vérification. Au point de vue mécanique, il est indispensable que la structure du socle profond soit compatible avec les déformations de surface.

Tel sera l'objet de la seconde partie de cette conférence.

*
**

En Belgique, nous possédons l'affleurement d'une très vieille chaîne de montagnes, aux roches dures, lapidifiées, fracturées et faillées. Elle appartient à l'orogénie hercynienne dont les phases les plus actives datent de la fin de l'ère primaire. Comme les plissements alpins, elle a intéressé la Terre entière.

Chez nous, elle forme l'Ardenne.

Aujourd'hui, il n'est guère possible de reconstituer l'altitude primitive de l'Ardenne, parce qu'avant tout, les données isostatiques nous échappent.

Pourtant, en examinant les conditions de structure du Couchant de Mons, François-Léopold Cornet et Alphonse Briart n'hésitaient pas à lui attribuer une altitude supérieure à celle des Alpes.

De même, en étudiant la structure de la région de Dave, où, dans la bande étroite des schistes siluriens, se loge le charriage

du Condroz, on est autorisé à prolonger très haut, dans l'espace, les fragments érodés du bassin de Dinant.

Dans ces essais de reconstitution, l'extrapolation peut jouer un jeu bien dangereux; mais tout indique que l'altitude primitive de l'Ardenne a été très élevée par rapport à son altitude actuelle.

En contemplant l'Ardenne, même dans ses parties les plus élevées, on éprouve quelque peine à se représenter ce qu'elle était vers la fin des temps primaires.

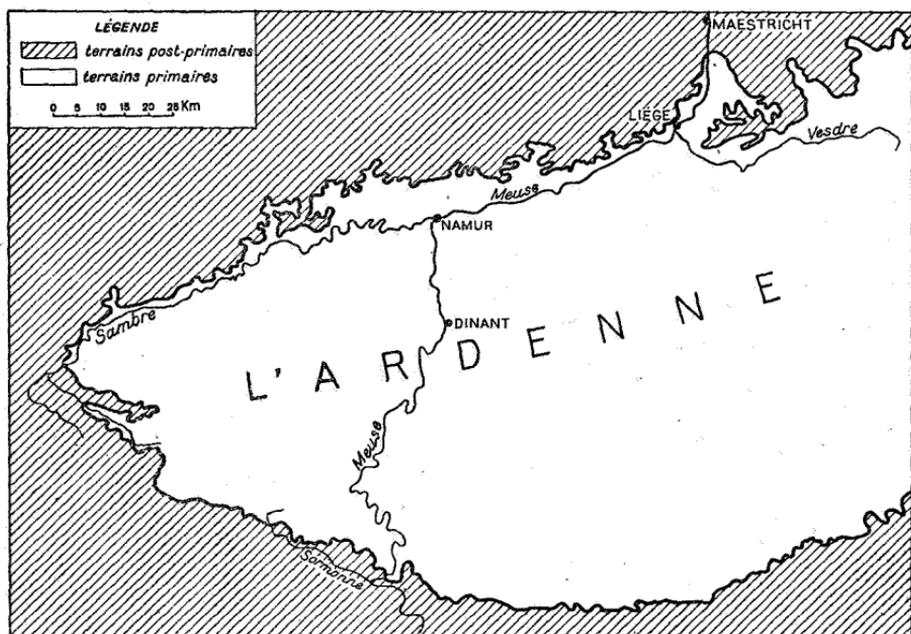


FIG. 11. — L'affleurement primaire de l'Ardenne.

Il est possible qu'elle ait possédé de hauts sommets neigeux et, peut-être, des glaciers immenses, descendant dans un paysage triste, sans oiseaux et presque sans fleurs !

Mais cette évocation n'offre pas l'ombre d'une certitude. Car de ces temps révolus, l'Ardenne n'a rien gardé.

Pourtant, dans les régions de Stavelot et de Malmédy, nous possédons un témoignage limité, mais combien éloquent, des érosions de la fin de l'ère primaire.

Logé et conservé dans une dépression, on trouve le poudingue de Stavelot-Malmédy, auquel M. A. Renier attribue un âge permien (Zechstein).

Très localisé, débité en fragments par l'érosion, le poudingue de Stavelot-Malmédy a accumulé une épaisseur considérable de débris roulés, empruntés aux montagnes ardennaises.

Encore aujourd'hui, l'épaisseur reconstituée de ces débris peut atteindre 270 m. !

Ce n'est là qu'un premier aspect des choses. Maintes fois, au cours des âges géologiques, l'Ardenne a été recouverte par la mer, maintes fois les dépôts meubles, abandonnés par la mer, ont été balayés par l'érosion.

L'Ardenne a affleuré bien des fois. Combien de fois ? Pendant combien de temps ? Aujourd'hui, il n'est pas encore possible de répondre à ces questions.

Maintes fois les érosions continentales ont réduit l'Ardenne à l'état de pénélaine; mais les surélévations d'ensemble l'ont chaque fois rajeunie faisant affleurer, sur le fond des vallées, des roches de plus en plus profondes.

Les érosions successives ont usé l'Ardenne jusque dans ses racines, aboutissant même à des pénélaines qui, dans les zones actuellement surélevées, ont conservé une netteté parfaite.

Telle est la pénélaine des Hautes-Fanges. Située dans la région culminante de la Belgique, atteignant près de 700 m. d'altitude, couverte de hauts marécages, elle forme, par le silence, par le calme qui y règnent, par son isolement, l'un des endroits privilégiés du sol national. Aussi, possède-t-elle de nombreux admirateurs parmi les géologues, les naturalistes et les artistes qui lui vouent une égale ferveur.

Il est des jours de floraison où ce paysage qu'on croyait mort se pare de toute la fraîcheur de la jeunesse et de la vie !

Mais l'affleurement ardennais ne correspond qu'à une faible partie de la chaîne hercynienne.

Dans l'état géologique actuel, cette chaîne plonge sous un recouvrement de plus en plus épais de terrains post-primaires, atteignant près de 1.000 m. d'épaisseur à la frontière des Pays-Bas.

Elle plonge donc vers le Nord, sous la Moyenne-Belgique; elle plonge vers l'Ouest, sous le Nord de la France; elle plonge vers le Sud, sous le bassin de Paris; vers l'Est, elle se raccorde aux plateaux rhénans.

On la voit reparaitre dans les Vosges méridionales, dans le Morvan, dans le Massif central, en Bretagne, dans le Devonshire et dans un petit territoire du Boulonnais.

Il faut donc sortir de l'Ardenne proprement dite. Il faut examiner la structure des terrains primaires au Nord du sillon de Sambre-Meuse; il faut l'étudier d'abord dans ses affleurements continus; puis, dans les hautes vallées de la Moyenne-Belgique enfin, d'une façon plus indécise, dans les sondages qui se raréfient graduellement vers le Nord.

Au Sud de la Moyenne-Belgique, on rencontre des terrains primaires dont les complications de structure sont comparables à celles de l'Ardenne proprement dite.

Dans la région bruxelloise, à des profondeurs variant de 50 m. au-dessus du niveau de la mer à la cote zéro, la multiplicité des puits artésiens permet d'observer des plis serrés.

Pourtant, dans le bassin houiller de la Campine, les plissements ne sont plus que de larges déformations; le seul charriage connu est de faible rejet. Le caractère dominant est le compartimentage par des failles verticales. C'est le schollenland classique des Pays-Bas et de l'Allemagne du Nord.

En Campine, nous pénétrons dans un domaine tectonique entièrement différent. En unissant en profondeur, d'un côté, l'Ardenne et le Massif du Brabant et, de l'autre côté, la Campine, on songe instinctivement à la chaîne de montagnes et à son avant-pays.

Mais, en profondeur encore, où la chaîne de montagnes finit-elle? Où faut-il faire commencer l'avant-pays?

Au point de vue plastique, il est logique de placer la limite de ces deux grandes régions au sein des schistes siluriens. Ils forment une zone schisteuse, infiniment déformable, entre deux milieux résistants.

Malheureusement, ces roches, gisant en profondeur, on en connaît mal, au sommet du socle primaire, les limites d'affleurement. On en connaît surtout mal la limite septentrionale.

Mais on sait que cette bande silurienne passe sensiblement au Nord de Louvain et de Bruxelles et que, de là, elle se dirige vers l'W.N.W. pour aboutir en Zélande.

La carte géologique indique une première coïncidence entre la structure profonde et celles des terrains superficiels. Elle correspond à l'alignement des assises oligocènes depuis le Nord de la province de Liège jusqu'aux environs de Terneuzen.

Dans le détail stratigraphique, on observe aussi, dans une même zone parallèle, le passage des assises de l'Éocène moyen à celles de l'Éocène supérieur.

Enfin, à la surface du sol, cette importante limite géologique correspond à la déformation d'une pénéplaine, déformation d'un âge postérieur au Pléistocène inférieur et qu'on peut suivre depuis Gand, puis le long de la rive droite de l'Escaut, d'où elle se dirige vers Vilvorde et vers Louvain.

De sorte qu'en *profondeur*, un événement tectonique majeur, le passage de la chaîne de montagnes à son avant-pays, coïncide, à la surface du sol, avec un événement morphologique majeur, le passage de la Moyenne à la Basse-Belgique.

Il est vrai qu'à Louvain, l'orographie belge subit un brusque rejet vers le Nord. Mais il s'agit de l'influence d'une importante surélévation transversale : la *surélévation du Limbourg*.

Si, en Moyenne et en Basse-Belgique, nous pouvions enlever la totalité du recouvrement post-primaire, nous verrions apparaître deux grandes subdivisions :

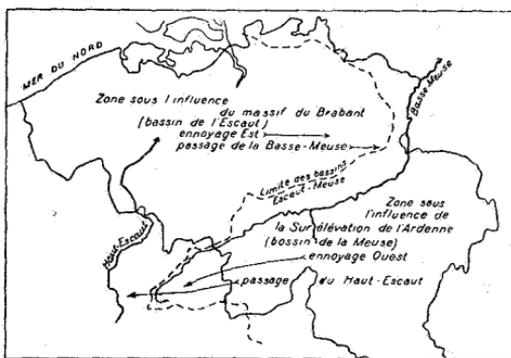


FIG. 12. — Influence du Massif du Brabant et de l'Ardenne sur l'orientation du réseau hydrographique.

Au Nord, le Massif du Brabant.

Au Sud, l'Ardenne.

En Belgique, l'Ardenne prolonge les massifs du plateau rhénan.

Le *Massif du Brabant* est l'extrémité orientale d'une zone importante, très développée en Angleterre, zone qu'on a appelée *anticlinal gallois-brabançon*.

Mais si l'affleurement du massif ardennais diminue de largeur vers l'Ouest, la largeur du Massif du Brabant diminue vers l'Est. Et l'on remarque :

1° qu'entre les deux massifs, un serrage tectonique a permis l'établissement du sillon de Sambre-Meuse;

2° que le cours du Démer est conforme au contour oriental du Massif du Brabant;

3° que la Sambre supérieure est conforme au contour occidental de la surélévation de l'Ardenne.

L'influence de la tectonique sur le tracé de ces rivières devient évidente.

Dès lors, nous comprenons pourquoi presque toute l'Ardenne appartient au bassin de la Meuse et pourquoi presque toute la Moyenne-Belgique appartient au bassin de l'Escaut.

Progressons encore dans nos observations.

En Europe occidentale, on a pu suivre les orientations tectoniques de la chaîne hercynienne. On les rencontre, avec une netteté parfaite, dans les zones d'affleurements.

Dans le Massif central de la France, elles semblent opérer un rebroussement. On a appelé *varisques* celles qui, du Massif central, se dirigeaient vers l'Allemagne; on a appelé *armoricaïnes* celles qui, du Massif central, se dirigeaient vers la Bretagne.

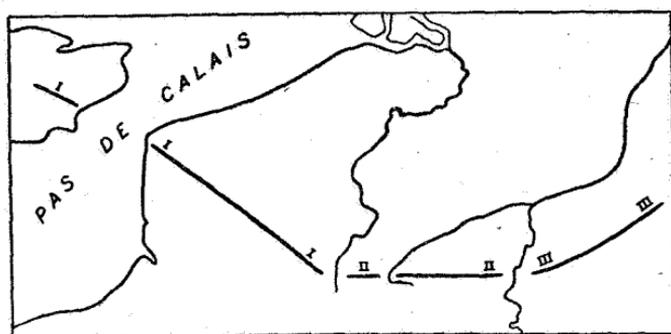


FIG. 13. — Orientation en Belgique des axes tectoniques longitudinaux. I. Orientation armoricaïne. II. Orientation intermédiaire. III. Orientation varisque.

Cette disposition angulaire se poursuit vers le Nord, jusqu'en Belgique, mais en s'atténuant graduellement.

En Belgique, il faut, en réalité, distinguer trois orientations tectoniques :

L'orientation armoricaïne;

L'orientation varisque.

Mais il faut leur ajouter celle des plis intermédiaires ou de l'Entre-Sambre-et-Meuse.

Nous allons retrouver ces trois directions, à la surface même.

du sol, au sommet du recouvrement post-primaire de la Moyenne-Belgique.

La *direction armoricaine* se rencontre en Flandre occidentale.

Reconnue en profondeur par Forir, précisée par les levés de M. Fr. Halet, elle forme, à la surface, la *surélévation de Thourout* qui a scindé un ancien cours de l'Yser vers Bruges et vers le Zwijn.

Elle forme le curieux *plateau de Wynendaele*, qui porte la cote 51, à 20 km. de la mer.

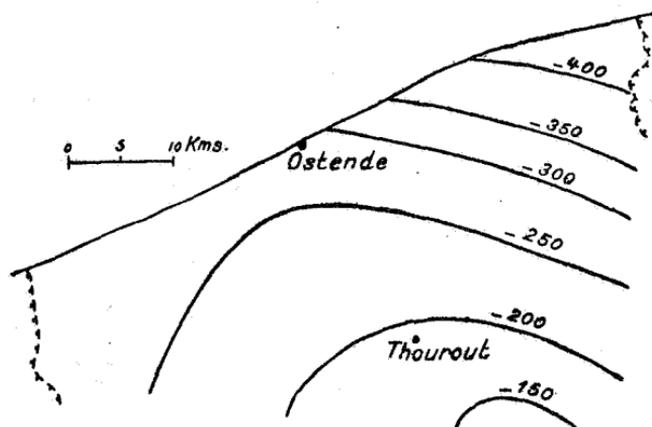


FIG. 14. — Relief du socle primaire sous la surélévation de Thourout.

Couronnée par les argiles paniséliennes, elle possède une nappe aquifère à une altitude relativement élevée. Grâce à elle, Wynendaele, depuis le début du moyen âge, a vu s'installer un château en site aquatique.

On y évoque les pages les plus touchantes et, aussi, les plus légendaires de notre Flandre.

Les orientations parallèles aux plis de l'Entre-Sambre-et-Meuse s'observent dans le bassin de la Haine, dans la surélévation du Mélandois et dans les collines de Renaix.

Le *bassin de la Haine* est une merveille géologique, illustrée par les travaux de François-Léopold Cornet, d'Alphonse Briart et de Jules Cornet. Jules Cornet lui a consacré 40 années de recherches ininterrompues; mais le bassin de la Haine est encore une merveille morphologique dans ses détails comme dans son ensemble.

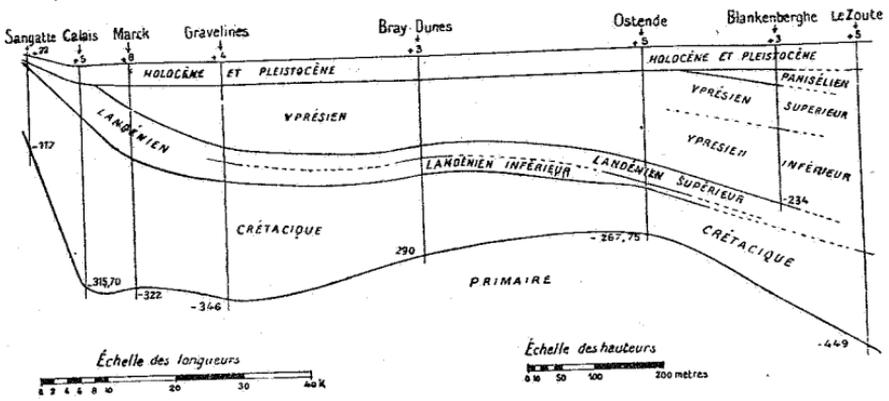


FIG. 15. — Coupe géologique le long du littoral belge (F. HALET).

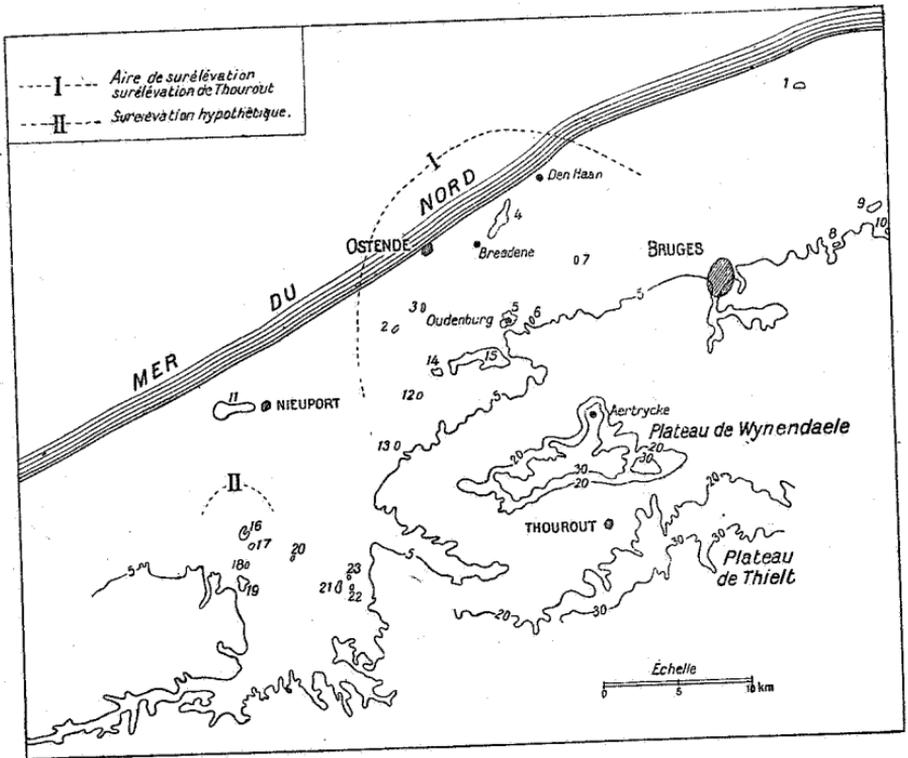


FIG. 16. — Carte hypsométrique de la Flandre occidentale à proximité du littoral.

Quant aux *collines de Renaix*, elles possèdent la particularité d'avoir conservé, dans leur zone axiale, des sédiments appartenant à un régime hydrographique datant de l'origine du Quaternaire, c'est-à-dire du début de la période continentale où nous vivons.

Ces collines représentent donc, d'une façon typique, la zone axiale d'une surélévation rajeunie.

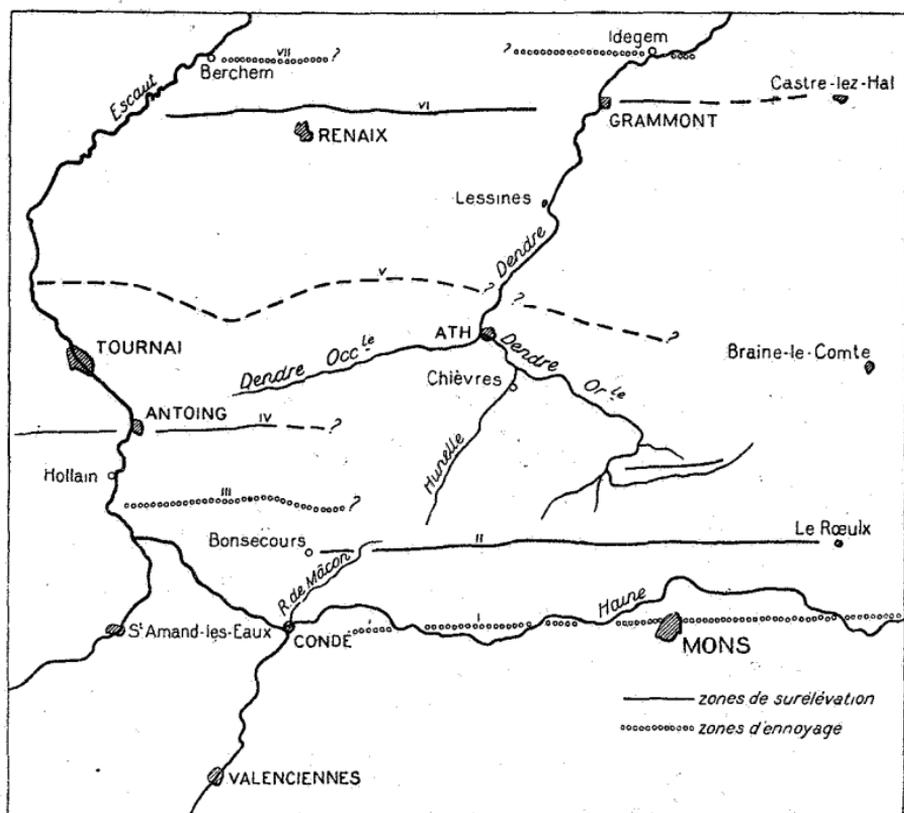


FIG. 17. — Alignements d'axes tectoniques entre la Haine et les collines de Renaix.

Quant aux orientations varisques, on peut les observer dans une succession de vallées et de vallons secs depuis la Meuse jusqu'en Campine.

Après avoir examiné l'influence des déformations longitudinales, dictées par la tectonique hercynienne, examinons l'influence des surélévations transversales.

Elle n'est pas moins remarquable.

En Flandre occidentale, elles déterminent une série de crêtes parallèles. Pour l'une d'entre elles, celle qui correspond au

mont Cassel, M. Étienne Asselberghs a démontré sa superposition à un anticlinal silurien.

Vers le centre de la Belgique, on observe que le *plateau d'Andelues*, limitant à l'Est la dépression de la Haine, correspond

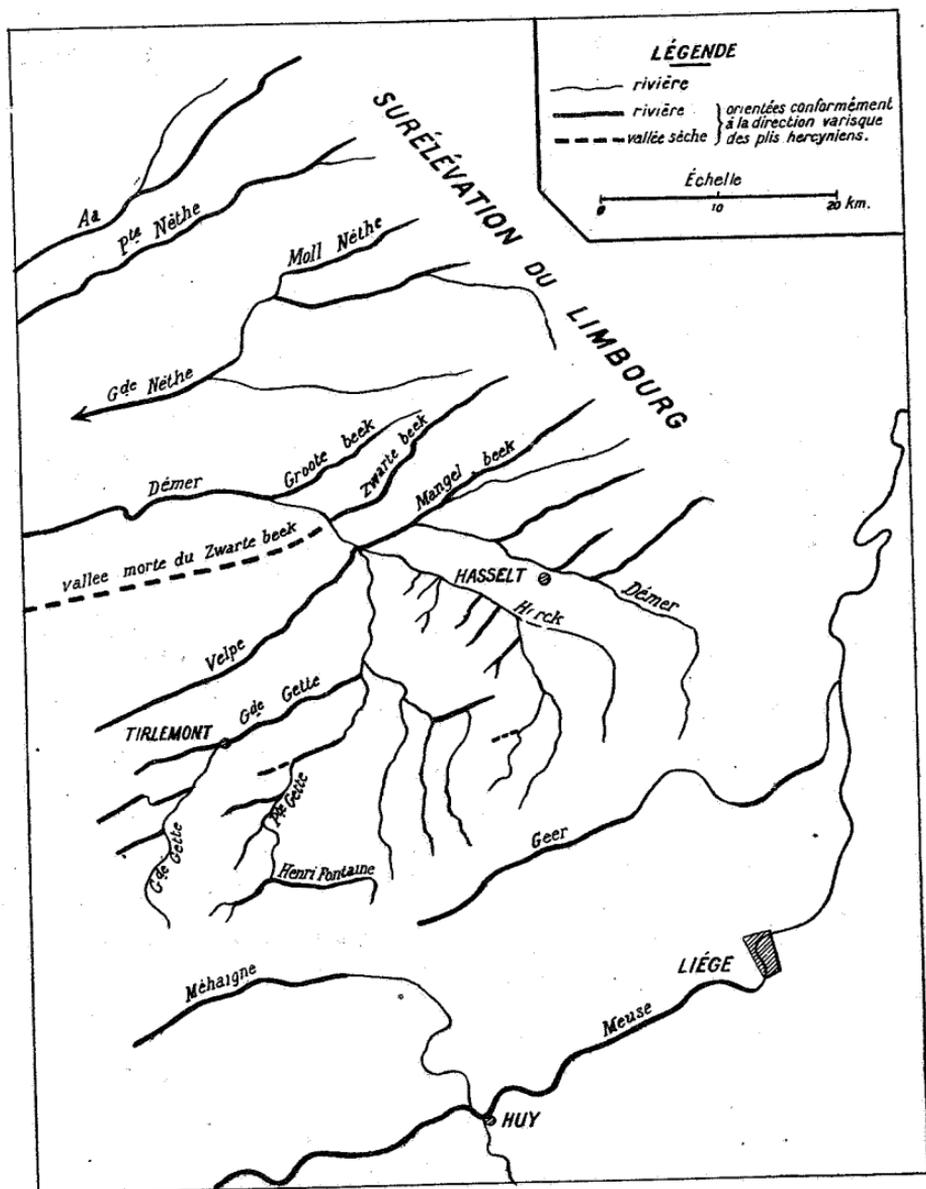


FIG. 18. — Ensemble de vallées d'orientation varisques, de la Meuse à la Campine.

réellement à une zone de surélévation. Elle s'inscrit au sommet du socle primaire.

Les formes de la surface du sol reproduisent donc, en les atténuant, celles d'une topographie souterraine. Ainsi s'explique la séparation du bassin de la Haine du bassin de la Sambre-Meuse.

Ce plateau d'Anderlues prolonge une surélévation connue depuis longtemps : c'est la *surélévation de Beaumont*; elle a partagé le réseau hydrographique de l'Entre-Sambre-et-Meuse.

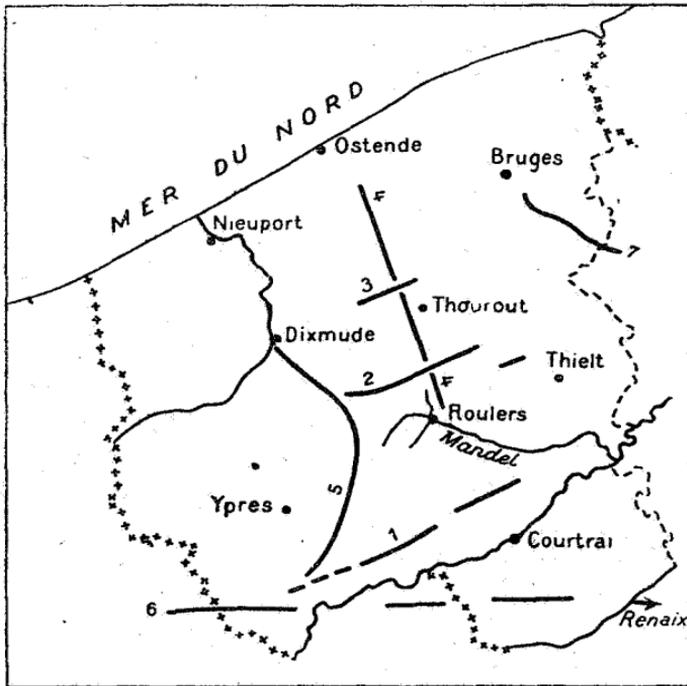


FIG. 19. — Crêtes de la Flandre occidentale.

A Thuin, la Sambre traverse la surélévation de Beaumont-Anderlues dans une cluse pittoresque, dont le caractère est encore renforcé par la présence de roches résistantes.

Plus au Nord, la surélévation d'Anderlues se prolonge sous la forme d'une pénéplaine surélevée qui porte le champ de bataille de Waterloo et qui vient mourir aux environs de Bruxelles.

L'influence de la surélévation récente du *Brabant* et de la *Moyenne-Belgique* se traduit par le rajeunissement en pleins sables des formes du relief.

Parfois, les nécessités urbaines exagèrent encore ce caractère, comme à Bruxelles, au pont de l'avenue de la Couronne.

Ces artistes ont su rendre la grandeur mélancolique de ses marécages; mais c'est là un Genck trop connu.

Le plateau campinois, avec sa végétation pauvre, avec ses vallées rajeunies, avec ses fermes primitives, est beaucoup plus riant. Il ne manque ni de grâce, ni de beauté.

C'est ainsi que les surélévations transversales de la Belgique



ÉCHELLE
1 2 3 4 5 6 7 8 9 10

Le relief du socle primaire sous le plateau d'Anderluys

FIG. 21. — Le relief du socle primaire sous le plateau d'Anderluys.

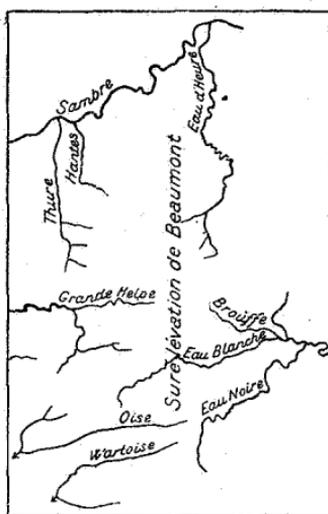


FIG. 22. — Influence de la surélévation de Beaumont sur l'orientation du réseau hydrographique.



FIG. 23. — La courbe de 100 m. au Sud de Bruxelles.

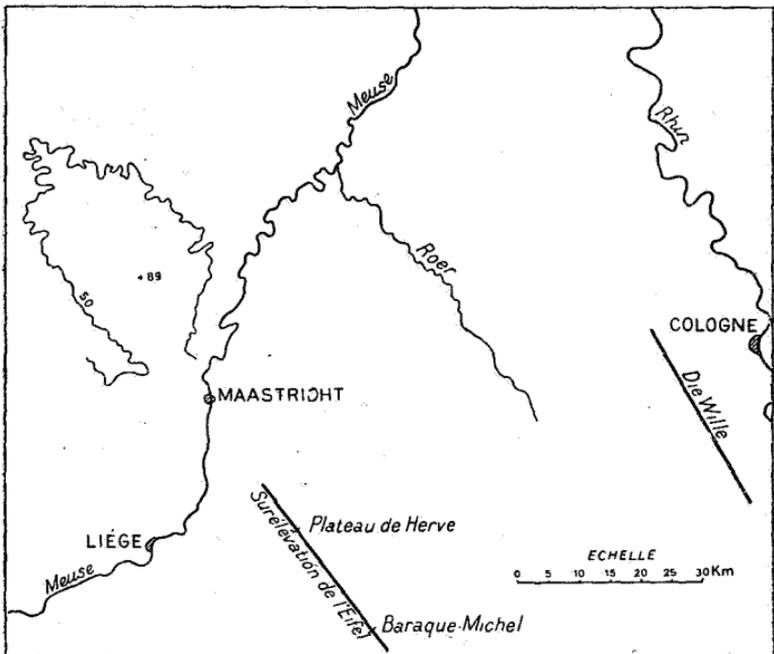
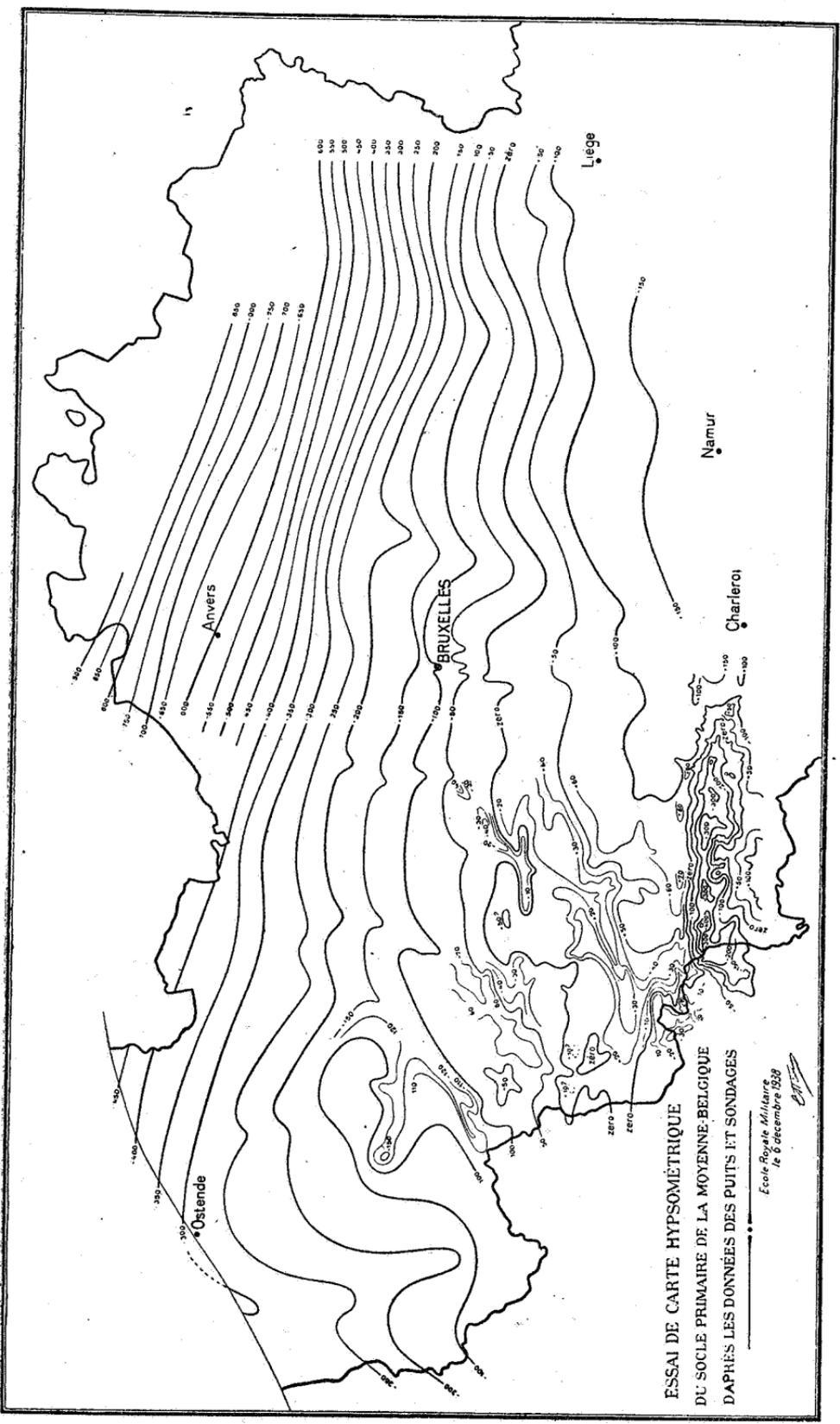


FIG. 24. — Relations de la surélévation du Limbourg avec les axes tectoniques néerlando-rhéens.



**ESSAI DE CARTE HYPSONÉTRIQUE
DU SOCLE PRIMAIRE DE LA MOYENNE-BELGIQUE
D'APRÈS LES DONNÉES DES PUIXS ET SONDAGES**

Ecole Royale Militaire
le 6 décembre 1938

[Signature]

orientale procèdent directement de la tectonique néerlandorhénane et qu'elles lui confèrent un caractère particulier, tant en Ardenne que dans le Nord du pays.

C'est encore ainsi que s'explique une des apparentes anomalies de la Morphologie belge.

Dans l'état actuel de l'exploration profonde, on peut tenter de dresser, par interpolation, une carte du sommet du socle primaire. Cette carte est essentiellement imparfaite, puisque le nombre de points observés est insuffisant.

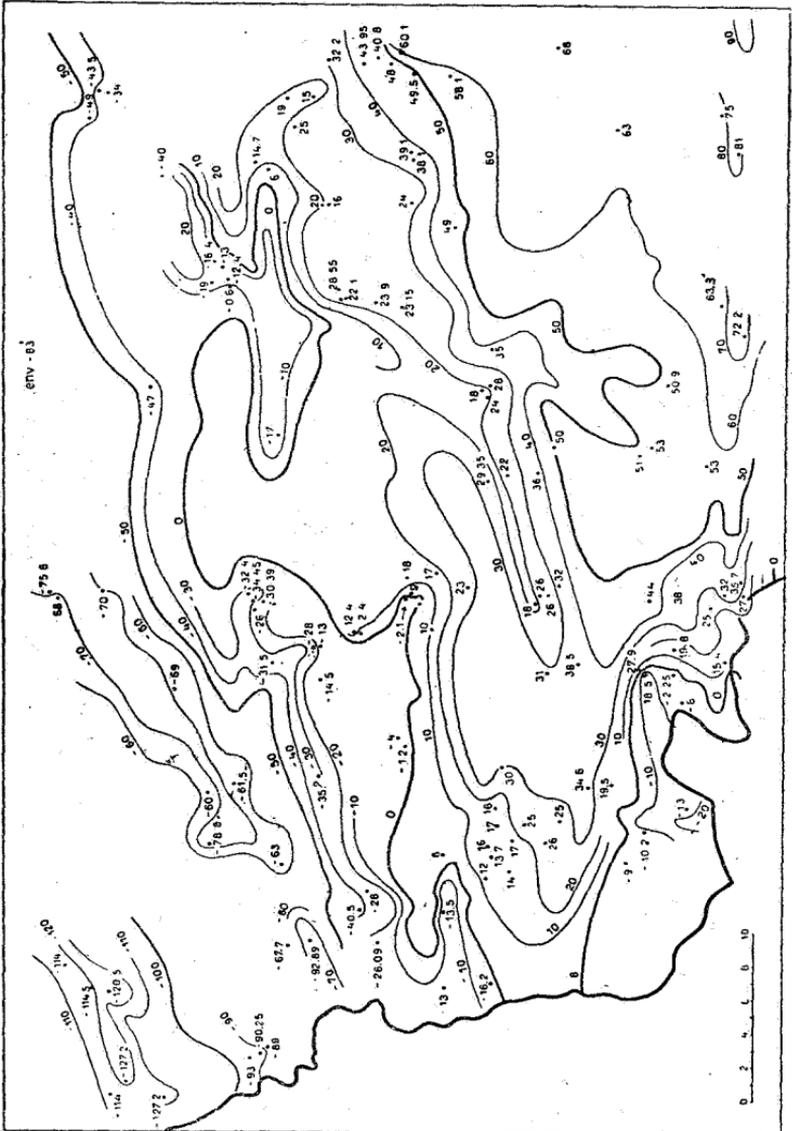


FIG. 25 et 26. — Détails revus et corrigés de la partie occidentale de la carte précédente.

Néanmoins, on découvre cette chose curieuse que la topographie souterraine reproduit les traits essentiels de la topographie de surface. L'importante dépression de la Haine se marque par un creux très accentué; parallèlement à celle-ci, on peut distinguer la crête de Bonsecours, la surélévation du Mélantois, une surélévation se traduisant à la surface par le mont Saint-Aubert, les collines de Renaix.

On observe aussi la surélévation de Thourout que nous avons déjà signalée; elle est entamée par la coupure de la Mandel.

Les courbes de niveau se resserrent graduellement vers l'Est, conformément au contour du Massif du Brabant.

Enfin, toutes nos rivières principales correspondent à des « creux », inscrits au sommet du socle primaire.

Si l'importante branche hydrographique du Rupel-Démer se dessine mal, c'est sans doute parce que nous ne disposons guère de points d'observation pour la déceler.

Bref, à un creux du socle profond correspond un creux à la surface; à une surélévation correspond une surélévation. Ces coïncidences ne peuvent s'expliquer que d'une seule façon : en Belgique, c'est la tectonique qui a orienté l'érosion.

Retournons en Ardenne.

En Belgique, un des caractères les plus remarquables de la chaîne hercynienne est l'existence d'un important ennoyage, contenant du calcaire carbonifère et, même, le petit bassin houiller d'Anhée.

Ainsi s'explique la longueur anormale de la Meuse dinantaise, logée dans la partie médiane et la plus ennoyée des plis.

La puissance de l'érosion régressive de la Meuse lui a permis de capturer, à Mézières, une rivière du bassin de Paris. Cette capture n'a jamais été rigoureusement démontrée; mais les progrès des recherches la rendent de plus en plus probable.

La surélévation de l'Ardenne s'est poursuivie après la capture de Mézières. Pourvue d'un débit élevé, la Meuse dinantaise a pu creuser son lit dans les roches dures et éviter la scission tectonique.

Sur les flancs des vallées ardennaises, l'érosion a fait apparaître des roches d'inégales résistances. Elle les a découpées en fines ciselures; elles font le charme de nos vallées ardennaises.

Enfin, comme toujours lorsqu'il s'agit de surélévations récentes, le rajeunissement du relief peut atteindre un caractère grandiose. On peut même le considérer comme classique.

Grâce à des roches résistantes, l'Ardenne a pu conserver des traces de surfaces anciennes, interférant entre elles.

C'est visiblement un ensemble de surfaces exhumées, dégagées de leur recouvrement de sédiments meubles. Pour le Nord de l'Ardenne, ces sédiments disparus semblent dater du Pliocène.

Dans le bassin de la haute Amblève, les formes emboîtées ont conservé des intersections d'une remarquable fraîcheur. Lorsqu'une vallée récente se superpose à une vallée ancienne, la topographie rappelle, dans une certaine mesure, les formes du surcreusement glaciaire.

La photographie projetée se rapporte à la vallée de la Warche, dans le Massif de la Baraque-Michel. Dans l'état actuel de nos connaissances, la surface supérieure paraît être d'âge miocène, tandis que le surcreusement serait d'âge quaternaire.

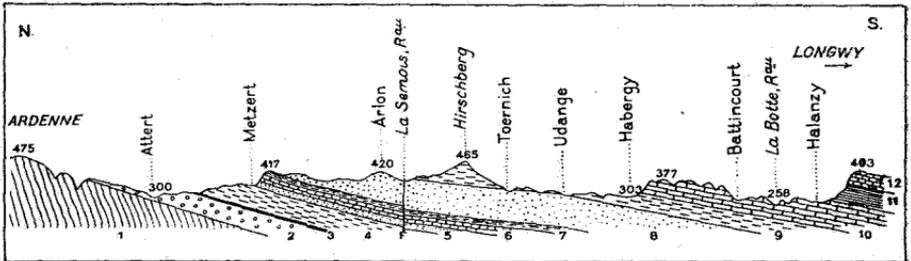


FIG. 27. — Coupe géologique dans le Bas-Luxembourg (M. LERICHE).

De même à Remouchamps, on voit l'Amblève, à la sortie de la surélévation de l'Eifel, emboîtée dans une topographie plus ancienne.

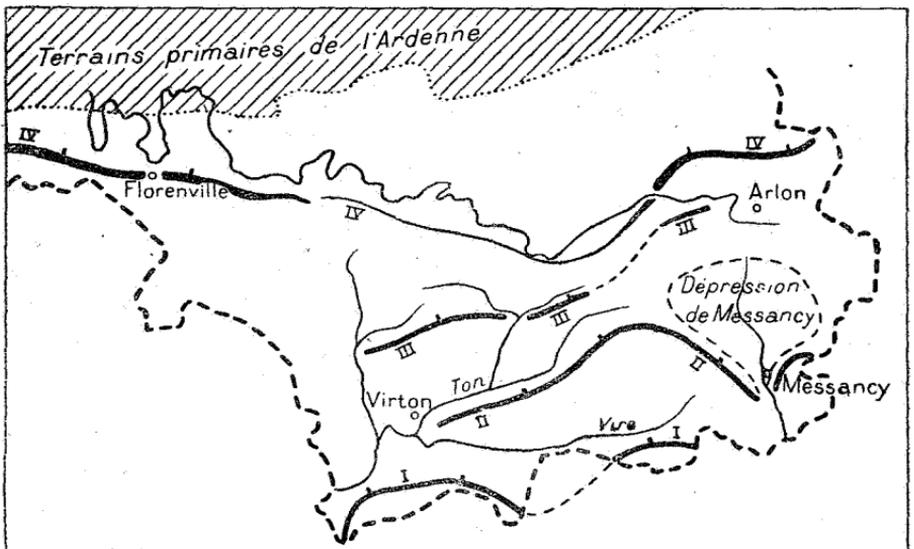


FIG. 28. — Carte des « côtes » ou « cuestas » du Bas-Luxembourg.

Au Sud de l'Ardenne, le *Bas-Luxembourg* forme une faible partie du bassin secondaire de Paris. Mais, par ses caractères propres, c'est une partie bien intéressante.

Comme le bassin de Paris, c'est un pays de *côtes* ou de *cuestas* : certaines d'entre elles ont un aspect remarquable.

Telle est la *cuesta sinémurienne*, à Florenville.

Parmi les régions belges, celle dont le relief possède les parentés les plus étroites avec la tectonique est incontestablement la vallée de la Haine (voir fig. 20).

Au Sud de Jemappes, une surélévation sensible du sol est en rapport avec l'*anticlinal des Produits*.

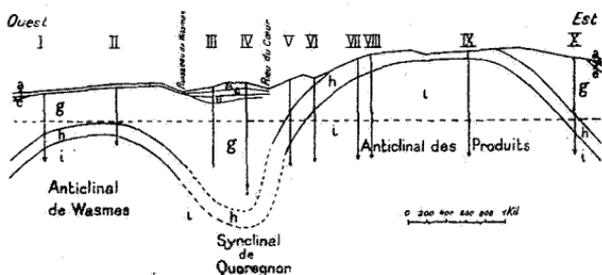


FIG. 29. — Coupe Ouest-Est dans l'anticlinal de Wasmes, le synclinal de Quaregnon et l'anticlinal des Produits (J. CORNET).

Cette surélévation est scindée, elle-même, par une dépression topographique correspondant au *synclinal de Quaregnon*.

La coupe transversale de la vallée lui donne l'apparence d'une zone de subsidence typique. Mais les nombreux décrochements observés dans les craies démontrent la prédominance des poussées tangentielles.

L'un des résultats des déformations tardives a été le dégagement de la butte-témoin de Mons.

L'étude tectonique de la vallée de la Haine a montré que les phénomènes de déformation se sont poursuivis pendant toute la durée des temps quaternaires, des temps modernes et des temps historiques.

De nombreuses opérations de nivellement indiquent qu'indépendamment des affaissements miniers, l'activité tectonique s'est poursuivie, d'une façon sensible, depuis le nivellement général du Royaume.

Ceci me permettra de dire quelques mots des déformations actuelles du sol.

En 1930, au Congrès national des Sciences, le général Seligmann, ancien directeur général de l'Institut cartographique militaire, signalait de graves écarts entre l'ancien nivellement.

général du Royaume et le nivellement de précision, en cours d'exécution.

Sur 273 points observés, communs à ces deux nivellements, 75 accusaient des écarts variant de 10 à 40 cm. Et le nivellement de précision n'était pas achevé !

On devine l'importance qu'on doit attacher à une telle constatation si l'on veut lutter efficacement contre les inondations.

J'ai fait des observations similaires dans la vallée de la Haine.

Il y a 9 ans, le général Seligmann avait parfaitement signalé que les courbes de niveau de certaines vallées ne répondaient plus à la réalité.

Ces déformations n'auraient pas dû nous surprendre non plus. Nous avons toujours accordé une confiance trop grande à la stabilité des choses.

Pourtant, les documents historiques montraient que, depuis 2.000 ans, notre pays avait changé d'aspect.

Le littoral des Morins et des Ménapiens n'était pas le littoral actuel. La côte s'est régularisée et la plaine maritime s'est établie.

Or, à la surface de cette plaine, on trouve aujourd'hui de nombreux points dont l'altitude dépasse 4 m. Le dépôt des sédiments qui forment son sol ne serait plus possible dans les conditions actuelles du niveau de la mer.

Ces points indiquent qu'en dépit de l'attaque générale subie actuellement par le littoral belge, la

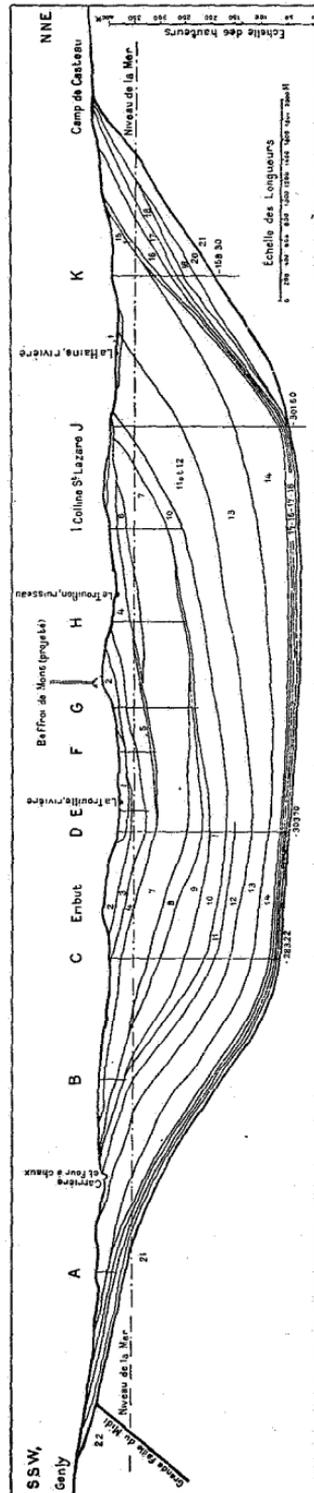


FIG. 30. — Coupe transversale des terrains secondaires et tertiaires de la vallée de la Haine (J. CORNET).

plaine maritime s'est probablement surélevée à l'époque historique.

Ces points indiquent qu'en dépit de l'attaque générale subie actuellement par le littoral belge, la plaine maritime s'est probablement surélevée à l'époque historique.

D'autre part, à l'époque de Jules César, la Zélande n'existait pas comme nous la connaissons aujourd'hui. La formation du bas Escaut date du début du moyen âge. La prodigieuse richesse du port d'Anvers n'aurait pu être réalisée si les conditions géographiques de l'époque romaine s'étaient maintenues jusqu'à nos jours.

En Belgique, si l'on fait abstraction des opérations de nivellement, les déformations récentes du sol se manifestent surtout de deux façons : par l'attaque du littoral et par les déformations des plaines alluviales.

Au littoral, l'attaque de la côte s'accomplit pour ainsi dire sous nos yeux. Elle est très forte à Knocke, à proximité de l'ancien estuaire du Zwijn.

Par contre, au Coq, elle ne se manifeste guère. A Coxyde, le domaine continental semble même gagner sur la mer.

Il s'agit donc d'un immense gauchissement et non d'une élévation d'ensemble du niveau de la mer. Le phénomène est essentiellement d'ordre tectonique et non d'ordre eustatique.

En 1927, Jules Cornet, familier de la région de Knocke, écrivait ceci :

« A l'Est de Knocke, le recul des dunes dans ces dernières années s'est fait pour ainsi dire à vue d'œil. En 1919, un blockhaus en béton, construit en 1916 par les Allemands dans le bourrelet dunal, était descendu presque au niveau supérieur de la plage par suite de l'enlèvement du sable au pied de la dune.

» En 1923, ce blockhaus, sans subir aucun déplacement horizontal, était sur la plage, à 25 m. de l'escarpement de la dune, attaqué par la vague à toutes les marées de vives eaux.

» On peut évaluer à 45 m. le recul de cet escarpement depuis la construction du blockhaus jusqu'en 1923. »

D'après ce texte de J. Cornet, on voit qu'à l'Est de Knocke, le pied de la dune a reculé de 45 m. en quatre ans. Très heureusement la dune du Zoute est actuellement fortement protégée par une digue.

Un point intéressant se trouve à Breedene, où la digue d'Ostende cesse brusquement de protéger la dune.

La digue était achevée en 1908. La photographie, prise en 1933, permet d'estimer le recul des dunes entre ces deux années.

L'étude de l'affaissement des côtes a été poursuivie depuis longtemps le long du littoral néerlandais, mais c'est en Zélande que cet affaissement, est, de loin, le plus intense.

Enfin, les côtes anglaises sont le siège d'un phénomène semblable.

Un des effets les plus curieux de la déformation du sol est son action sur les plaines alluviales. Elle y forme des cuvettes qui deviendraient des lacs si l'on n'avait eu le soin d'enfermer les rivières dans de fortes digues.

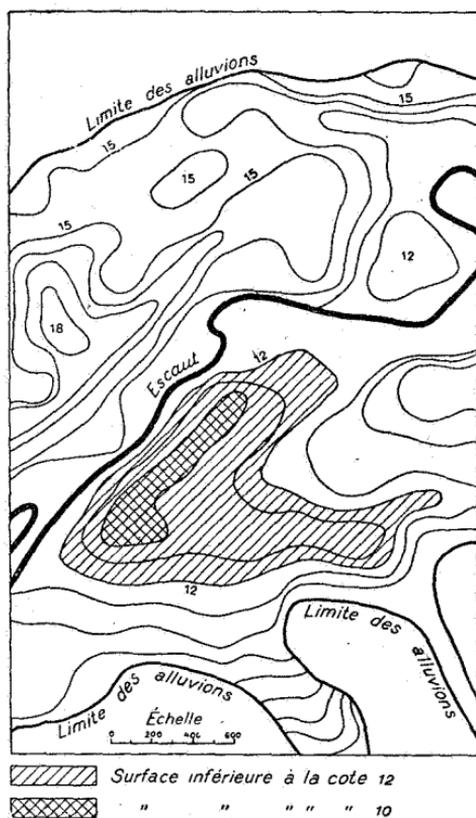


FIG. 31. — La cuvette de Berchem-lez-Audenarde (vallée de l'Escaut).

Telle est la cuvette alluviale de Berchem-lez-Audenarde, dont on observe deux branches, l'une parallèle à la vallée de l'Escaut, l'autre parallèle aux collines de Renaix.

Telle est encore la cuvette de Haelen-Schuelen, dans la vallée du Démer. Elle possède également deux branches : l'une parallèle à la vallée du Démer, l'autre dirigée selon la dépression de la Gette.

La cuvette de Haelen-Schuelen a beaucoup intéressé M. B. Van de Poel, préfet de l'Athénée royal de Hasselt. A son sujet, il a fouillé les archives de la province de Limbourg. Il a fait cette découverte curieuse qu'avant le XVI^e siècle, l'église de Donck se trouvait au milieu de la plaine alluviale.

Or, aujourd'hui, au moins une fois par an, la cuvette est inondée. Si, avant le XVI^e siècle, la situation eût été la même, on n'y aurait bâti ni église, ni village.

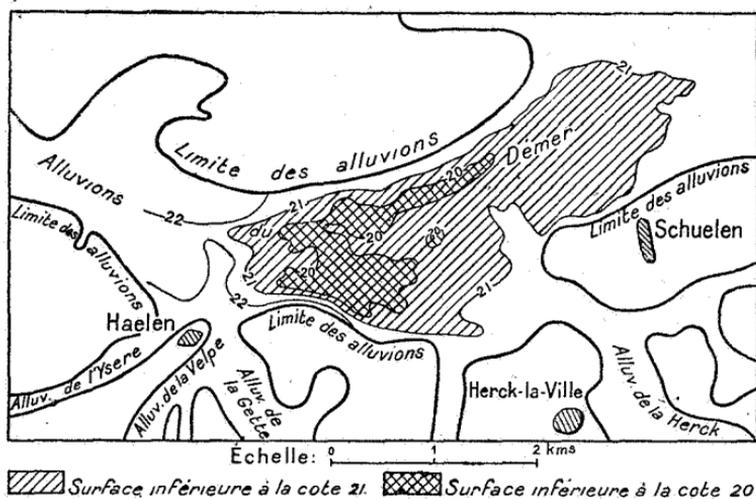


FIG. 32. — La cuvette de Haelen-Schuelen (vallée du Démér).

A partir de l'an 1500, les choses devinrent très graves. Les archives dévoilent des histoires macabres; on transportait les morts en barque, et, en 1729, le cimetière, sous eau, fut abandonné.

Des événements tragiques ont failli se produire; la cuvette se formait sur une frontière! On se trouvait à la limite du duché de Brabant et de la principauté de Liège. On s'accusa mutuellement de négligence et des conflits armés faillirent éclater.

En 1750, on aboutit à la seule solution logique: l'église, tombant en ruines, fut abandonnée et reconstruite sur son emplacement actuel, à plus d'un kilomètre de la plaine alluviale.

Aujourd'hui, quand on examine la plaine, on ne trouve plus la moindre trace du hameau et de son église, modeste paroisse qui avait connu le règne de Charlemagne et dont un manuscrit de l'an 741 révélait déjà l'existence.

L'an 1500 ! ... cela fait songer à une chose : Dans la nuit du 18 au 19 novembre 1421, aux Pays-Bas, à l'Est de Dordrecht, les eaux envahirent brusquement la contrée et formèrent le Biesbosch. Cette catastrophe qui, dit-on, détruisit 35 villages et fit 100.000 victimes, est célèbre dans les annales de la Hollande. Connue sous le nom de Sinte-Elisabethvloed, elle est représentée par un vitrail de la Groote Kerk de Dordrecht.

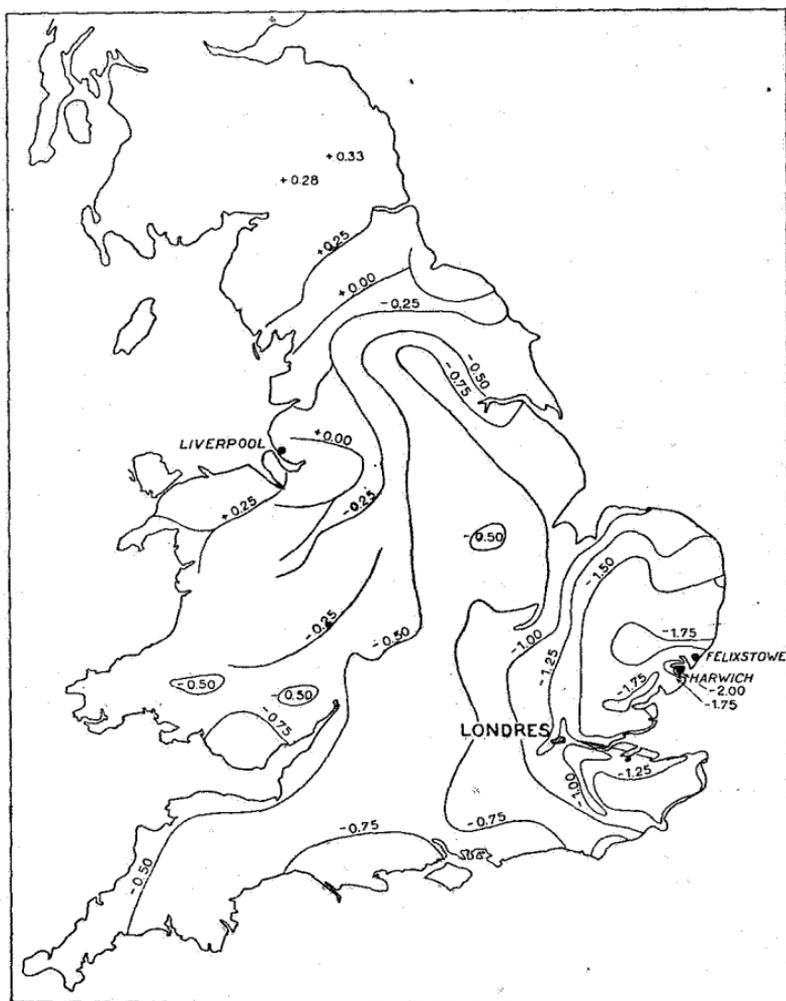


FIG. 33. — Carte d'équidéformations entre les deux nivellements de précision de l'Angleterre (Captain LONGFIELD).

En plus petit, en Belgique, à Haelen-Schuelen, nous avons connu un événement comparable à la Sinte-Elisabethvloed. Heureusement, il ne s'agissait pas d'un fleuve maritime et

l'événement semble s'être produit d'une manière plus graduelle; il fut beaucoup moins grave dans ses conséquences.

Il est rare que les déformations actuelles du sol aient pu être mesurées dans l'ensemble d'un pays, tout au moins avec une approximation suffisante.

La chose a été réalisée en Angleterre où l'on a comparé les résultats du nivellement de précision, terminé en 1860, à ceux du nivellement de précision terminé en 1921.

Les courbes d'équidéformations, établies par le capitaine Longfield, montrent un affaissement du bassin tertiaire de Londres, avec un maximum dans les régions d'Harwich et de Félixtowe, pouvant atteindre 90 cm. par siècle et vérifié par des observations marégraphiques.

CONCLUSIONS.

1. Même s'il ne leur restait qu'à choisir entre une première hypothèse orientant l'étude du relief par la remise en jeu de la structure profonde et une seconde hypothèse abandonnant la genèse de ce relief aux hasards d'une érosion infiniment capricieuse, les géologues adopteraient la première.

La Science n'aime pas beaucoup qu'on invoque le hasard, puisqu'elle s'applique tous les jours à en restreindre le domaine.

Mais nous n'en sommes plus réduits à choisir et, de nos recherches, nous pouvons tirer des conclusions plus fermes.

2. La géomorphologie belge doit se baser sur des observations géologiques de plus en plus minutieuses. La lecture de la carte géologique ne suffit plus; il faut considérer le problème sous ses trois dimensions et procéder davantage à l'exploration profonde.

Il faut retourner à la conception d'Albert de Lapparent qui insistait sur le rôle des influences tectoniques actives; c'est pourquoi nos cours de géomorphologie devraient débiter par des notions sérieuses de tectonique. C'est la tectonique qui, presque toujours, sous sa forme épirogénique, crée les reliefs attaqués par l'érosion.

D'autre part, la géomorphologie est inséparable de la géologie; elle s'intègre dans l'ensemble des connaissances géologiques et elle y joue un rôle important non seulement en ce qui concerne le relief actuel, mais encore dans l'établissement des connaissances paléogéographiques. Si l'étude morphologique fait appa-

raître d'importantes déformations quaternaires, son rôle n'est pas négligeable en géologie générale.

3. Comme toutes les disciplines scientifiques, la géographie physique et la géologie ont leurs méthodes propres, étroitement liées à leur objet. C'est une des conséquences de la spécialisation imposée à l'esprit humain. Mais cela ne va pas sans danger. Pour interpréter un fait, il n'y a qu'une vérité. Il n'y a pas une vérité spéciale pour les géographes, une vérité spéciale pour les géologues.

Or, la tectonique est la grande souveraine des sciences géologiques. Son rôle ne se borne pas à l'interprétation des grandes orogénies. Depuis les recherches méticuleuses d'Émile Haug, nous savons qu'elle a présidé, en ordre principal, aux transgressions et aux régressions marines. La mer progressait dans les régions déprimées; elle se retirait dans les régions surélevées.

Bien plus, selon l'heureuse expression d'Émile Argand, c'est « par le plus fin des réglages » qu'elles imposait leur facies aux assises sédimentaires. Nous en trouvons deux beaux exemples en Belgique, dans la superposition des grès sénoniens de Seron à la surélévation du Samson et dans la localisation du facies panisélien au sein de la dépression de l'Escaut.

La tectonique est de tous les âges et de tous les temps. Il faut donc être « actualiste », dans l'acception très rigoureuse accordée à ce terme par la langue anglaise.

4. Étudier le relief de la Belgique sous le signe de la tectonique, c'est invoquer tout ce qui a été découvert et écrit sur la composition de notre sous-sol. Ce serait une tâche surhumaine si, parmi nos prédécesseurs, quelques noms n'apparaissaient en pleine lumière.

Nous devons beaucoup à François-Léopold Cornet et à Alphonse Briart pour leur essai de reconstitution du relief primitif de l'Ardenne.

Nous devons beaucoup à Max Lohest qui, en découvrant dans la vallée de la Méhaigne des roches provenant du Dévonien inférieur, a démontré la transséquence récente de la Meuse de Huy.

Nous devons beaucoup à Ernest Van den Broeck qui a démontré la transséquence de la vallée du Geer.

Nous devons beaucoup à Émile Delvaux qui a entrevu l'origine anticlinale des collines du Tournaisis.

Nous devons beaucoup à Xavier Stainier pour ses études sur les Kielseloolithes du Nord de la Meuse.

Nous devons beaucoup à Michel Mourlon pour ses découvertes paléontologiques du Kattepoel.

Je dois davantage à mon Maître, Jules Cornet, non seulement pour ses patientes recherches dans la vallée de la Haine, mais encore et surtout, parce qu'il m'a appelé à dresser la carte du socle primaire de la région. Par ce document, les relations tectoniques du relief sont devenues évidentes.

5. Au début de cet entretien, j'ai signalé que, dans ce genre de recherches, l'exposé de la théorie précédait souvent, et de beaucoup, sa démonstration. Certes, l'ensemble est cohérent; on est surpris de voir les grandes lignes du relief reproduire les traits généraux de la tectonique hercynienne.

Mais, si l'on veut pénétrer dans le détail, la théorie gagnerait beaucoup si l'interprétation de chaque région s'appuyait sur une démonstration rigoureuse. Nous n'en sommes pas encore là.

L'origine tectonique des régions suivantes peut être considérée comme établie, avec toute la rigueur exigible des sciences d'observation :

- La mer flamande;
- La vallée de la Haine et ses détails;
- La surélévation du Mélantois;
- La surélévation d'Anderlues;
- La surélévation d'ensemble de l'Ardenne;
- La surélévation de l'Eifel;
- La surélévation de Thourout;
- La cuvette de Haelen-Schuelen.

Ces régions sont suivies de près par la surélévation d'ensemble de la Moyenne-Belgique et par le sillon de Sambre-Meuse.

Pour les autres régions, il y a convergence des faits connus. A part quelques rares exceptions, aucune ne s'appuie **uniquement** sur des considérations de surface. Tant qu'il en sera ainsi, la thèse prédominera toute interprétation opposée.

6. Il convient d'opérer une distinction majeure entre l'Ardenne et la Moyenne-Belgique.

Pour le tectonicien, l'Ardenne est un domaine largement privilégié; mais, en ce qui concerne la tectonique post-primaire, elle est dépassée par la Moyenne-Belgique dont le recouvrement

a enregistré les déformations plus tardives. Les études morphologiques de ces régions doivent donc s'appuyer l'une sur l'autre.

Enfin, au point de vue de l'application de la tectonique au relief, la vallée de la Haine constitue un domaine exceptionnel.

7. Parmi les sciences connexes, la Séismologie attire surtout l'attention du mobiliste. Mais, ici, une difficulté surgit. Comme l'a montré M. Somville, les zones hypocentrales de nos tremblements de terre se trouvent à de très grandes profondeurs. Ce sont des profondeurs telles que l'exploration directe ne peut songer à les atteindre.

Pourtant, presque toujours, les zones épacentrales enveloppent des axes tectoniques connus ou des directions tectoniques possibles. Dans leur cheminement vers la surface, les ondes de choc subissent évidemment l'influence de la structure.

En 1926, M. F. Kaisin disait excellemment : « Les belles recherches statistiques du comte de Montessus de Ballore ont eu pour résultat de faire reconnaître que les séismes importants sont, sans exception, d'origine tectonique. La terre tremble là où elle est en travail d'orogénèse. »

8. La remise en jeu de la structure profonde entraîne la permanence des orientations tectoniques. Mais cette permanence ne doit pas être considérée d'une façon trop absolue. On observe des migrations d'axes et, aussi, le jeu alterne des plis longitudinaux et des plis transversaux. Vue dans son ensemble, la surface extérieure de la Terre paraît être d'une grande souplesse.

C'est ainsi que l'Ardenne révèle une topographie exhumée, assez accentuée, dont l'âge s'étend de la fin du Miocène à l'invasion des mers pliocènes. Cette topographie est discordante par rapport à la morphologie quaternaire, tandis qu'aujourd'hui, de nombreuses vallées et même des dépressions se forment dans les affleurements schisteux.

9. Une hypothèse nouvelle doit être abordée avec un esprit cartésien, sans préjugé et sans parti pris; on doit l'étudier, non avec la volonté de la dénigrer ou de la confirmer à tout prix, mais par l'examen des faits, en procédant de plus en plus à l'exploration profonde.

Une hypothèse de ce genre ne peut être réfutée par des arguments superficiels. Si elle est fautive, c'est dans son fondement même que gît l'erreur, c'est-à-dire dans la disposition des assises géologiques. En dépit de la passion qui a présidé à certaines attaques, cela n'a jamais été tenté.

10. Enfin, je désire attirer l'attention sur le privilège de la Belgique au point de vue des études épirogéniques, pour autant qu'on fasse entrer en épirogénie les déformations en bombements très étendus. C'est en quoi le relief belge joue, en Géologie générale, un rôle très important.

Certaines tendances cherchent à séparer l'épirogénie de la tectonique. Or, les déformations épirogéniques ayant créé le relief belge sont en relations étroites avec la tectonique. D'autre part, les déformations de détail ayant affecté la vallée de la Haine sont à la limite des domaines considérés généralement comme appartenant à la tectonique et à l'épirogénie.

Il ne faut donc rien négliger pour propager les connaissances acquises en Belgique en matière de tectonique récente. La voie doit être largement ouverte à une critique qui ne se cantonnerait pas dans des négations stériles. Les choses doivent être discutées sur place; il faut appeler les savants étrangers à vérifier sur le terrain le mobilisme belge.

Nous le devons à nos prédécesseurs. Sans leurs recherches, sans la pieuse conservation de leurs études au Service géologique de Belgique, un livre sur le relief de la Belgique n'aurait jamais pu s'écrire.

En tournant maintes pages laissées par nos anciens, j'ai eu souvent l'impression de les voir, de les entendre, d'écouter leurs conseils.

Ils n'ont pas observé, médité et écrit pour que leurs écrits restent lettre morte. Honorer leur mémoire, c'est encore honorer notre Pays (1).

(1) Une conférence ne peut être qu'un résumé. Les géologues ont le droit d'être plus exigeants. Ceux qui désirent approfondir le sujet traité peuvent recourir aux travaux suivants :

1934. Les déformations actuelles du sol (*Revue des Questions scientifiques*, Bruxelles, mars 1934, pp. 194-224);

1938. Le relief de la Belgique (*Mém. Inst. géol. de Louvain*, t. XII, pp. 37-428, 126 figures, 39 photogravures, 1 atlas de 21 planches);

— Le plateau d'Haversin et les deux Famenues (*Bull. Soc. belge de Géologie*, t. 48, pp. 355-360);

— Les surélévations rajeunies; leurs conditions génétiques (*Bull. Soc. roy. belge de Géographie*, 62^e année, pp. 11-15, 1 figure);

1939. Le relief de la vallée de la Haine (*Public. Assoc. Ing. Faculté polytechnique de Mons*, pp. 281-319, 40 figures);

— L'origine des collines des Flandres (*Revue des Questions scientifiques*, pp. 202-235, 12 figures);

1940. L'origine de la mer flamande (*Bull. Soc. roy. belge de Géographie*, 64^e année, pp. 79-95, 9 figures);
1941. Les éléments géologiques déterminants du relief belge (*Acad. roy. de Belgique*, Mém. in-8°, t. XIX, fasc. 3, 33 pages);
— Peut-on reconstituer l'altitude primitive de l'Ardenne? (*Public. Assoc. Ing. Faculté polytechnique de Mons*, 5^e fasc., n° 80, pp. 497-510);
1942. La pénéplaine ardennaise sur la planchette de La Gleize (province de Liège) (*Ann. de la Soc. géol. de Belgique*, t. 66, pp. 62-70, 3 figures);
1944. Quelle fut, en Belgique, la dernière invasion de la mer? (*Assoc. Ing. Faculté polytechnique de Mons*, n° 87, pp. 437-445).
-