

SÉANCE MENSUELLE DU 18 AVRIL 1950.

Présidence de M. C. CAMERMAN, vice-président.

Dons et envois reçus :

1° De la part des auteurs.:

- 10153 ... International Geological Congress. Report of the Eighteenth Session Great Britain, 1948.
Part I. — General proceedings. 255 pages et figures.
Part III. — Proceedings of Section B. Metasomatic processes in Metamorphism, 131 pages, planches et figures.
Part VII. — Symposium and proceedings of Section F. The Geology, paragenesis, and reserves of the ores of lead and zinc, 400 pages et 99 figures.
Part XII. — Proceedings of Section L. Earth movements and organic evolution, 59 pages et figures.
Part XV. — Proceedings of the international paleontological Union, 86 pages. Londres, 1950.
- 10154 *Cooper, S. A.* Concise international dictionary of Mechanics and Geology. English, French, German, and Spanish. Norwich, 1950, 400 pages.
- 10155 *Gaignaux, D.* L'Ananas. Considérations écologiques, technologiques et commerciales. Les possibilités de sa culture au Congo belge. Bruxelles, 1950, 98 pages et 15 figures.
- 10156 *Leriche, M.* Sur l'âge du calcaire lacustre observé récemment sur le plateau du Kundelungu (Katanga). Liège, 1925, 3 pages.
- 10157 *Leriche, M.* Les Poissons de la molasse suisse. Genève, 1927, 14 planches et figures.
- 10158 *Leriche, M.* Les Poissons famenniens de la Belgique. Les facies du Famennien dans la région gallo-belge. Les relations entre les formations maritimes et les formations continentales du Dévonien supérieur sur la bordure méridionale du continent Nord-Atlantique. Bruxelles, 1931, 69 pages et 8 planches.
- 10159 *Leriche, M.* Sur les premiers fossiles découverts, au Nord de l'Angola, dans le prolongement des couches du Lubilash, et sur le synchronisme des couches du Lubilash et des couches du Lualaba. Paris, 1932, 3 pages.

- 10160 *Leriche, M.* Sur des vestiges d'une formation estuarienne d'âge yprésien remaniés à la base du Lutétien de la bordure occidentale du Bassin de Paris. Paris, 1932, 3 pages.
- 10161 *Leriche, M.* Revision de la feuille de Cambrai. — I. Le prolongement occidental du massif tertiaire de Bourlon. — II. Le Landénien marin de la « Cuesta » d'Havrincourt, à Flesquières. — III. Le plateau de Gouzeaucourt. — IV. Observations hydrologiques dans la haute vallée de l'Escaut. Paris, 1932, 8 pages.
- 10162 *Leriche, M.* Géologie et Minéralogie. — Allocution présidentielle : L'œuvre des géologues français en Belgique, 3 pages. — La faune des couches du Lubilash dans le Nord de l'Angola et le Sud-Ouest du Congo belge. — Les relations entre les couches du Lubilash et les couches du Lualaba, 2 pages. — A propos des couches du mont Bunza (district du Kasai, Congo belge), 3 pages. — Compte rendu de l'excursion de la 8^e section (Géologie et Minéralogie) dans les terrains tertiaires des environs de Bruxelles, 4 pages.
- 10163 *Leriche, M.* Les Poissons éocènes du Bassin de Paris (deuxième note additionnelle). Paris, 1932, 22 pages et 2 planches.
- 10164 *Leriche, M.* Sur des restes de Poissons du Crétacé supérieur des environs d'Héraclée (Anatolie). Liège, 1935, 6 pages et 1 planche.
- 10165 *Leriche, M.* Les « sables chamois ». Un gîte fossilifère nouveau à la base des « sables chamois » du Petit-Brabant. Liège, 1935, 7 pages et 2 figures.
- 10166 *Leriche, M.* Sur le Crétacé supérieur du Hainaut et du Brabant. — I. La Craie de Saint-Vaast. — II. La Craie de Trivières. — III. Le Crétacé des environs de Grez-Doiceau. — IV. Sur la signification des bancs durcis et perforés qui sont intercalés dans les assises crayeuses du Nord de la France, du Hainaut et du Brabant. Liège, 1933, 22 pages et 1 planche.
- 10167 *Leriche, M.* Revision de la feuille de Cambrai au 80.000^e. — I. Observations hydrologiques. — II. Observations sur le Landénien. Paris, 1933, 6 pages.
- 10168 *Leriche, M.* Les vestiges du « Panisélien » rejetés sur la côte flamande. Le prolongement sous la mer du Nord des assises tertiaires de la Flandre. Lille, 1932, 11 pages.
- 10169 *Leriche, M.* Revision de la feuille de Cambrai au 80.000^e. — I. Le Landénien du massif tertiaire de Clary-Selvigny-La-Terrière. — II. Observations sur le Landénien au Nord du massif tertiaire de l'Arrouaise. Paris, 1938, 8 pages.

- 10170 *Leriche, M.* Sur la présence, dans le Brabant et le Petit-Brabant, du niveau à dents de squales qui occupe la base du Néogène en Campine. Bruxelles, 1934, 8 pages.
- 10171 *Leriche, M.* Sur l'extension de la formation des « sables chamois » (Miocène supérieur) dans le Petit-Brabant et en Flandre. Liège, 1935, 12 pages.
- 10172 *Leriche, M.* Le Crétacé de la Thudinie (Entre-Sambre-et-Meuse). Liège, 1933, 13 pages.
- 10173 *Leriche, M.* Les Nummulites remaniées dans les formations récentes de la côte flamande. Liège, 1935, 10 pages.
- 10174 *Leriche, M.* L'Yprésien dans le pays compris entre la Sambre et la Meuse. Bruxelles, 1936, 12 pages.
- 10175 *Leriche, M.* Mélanges Paul Pelseneer. Sur l'importance des squales fossiles dans l'établissement des synchronismes de formations à grandes distances et sur la répartition stratigraphique et géographique de quelques espèces tertiaires. Bruxelles, 1936, 13 pages et 10 cartes.
- 10176 *Leriche, M.* Les Poissons du Crétacé et du Nummulitique de l'Aude. Paris, 1936, 26 pages et 3 planches.
- 10177 *Leriche, M.* Le Turonien à Vaucelles (vallée de l'Escaut) et les « brèches » de Vaucelles. Lille, 1936, 11 pages.
- 10178 *Leriche, M.* Sur les restes de poissons du niveau à nodules phosphatés qui occupe la base de l'Oligocène dans le Nord-Est des Pays-Bas. La Haye, 1936, 7 pages.
- 10179 *Leriche, M.* Sur l'Yprésien marin des bassins anglais, belge et parisien, et sur les Sables d'Aeltre. Paris, 1937, 3 pages.
- 10180 *Leriche, M.* Contribution à l'étude des Poissons fossiles des pays riverains de la Méditerranée américaine (Venezuela, Trinité, Antilles, Mexique). Bâle, 1938, 42 pages et 4 planches.
- 10181 *Leriche, M.* L'état actuel de nos connaissances sur la Paléontologie du Congo. Liège, 1938, 18 pages.
- 10182 *Leriche, M.* Les Sables d'Aeltre. Leur place dans la classification des assises éocènes du bassin anglo-franco-belge. Lille, 1938, 20 pages.
- 10183 *Leriche, M.* Sur des fossiles recueillis dans les « Kaiso Beds » (Pléistocène inférieur) de la partie congolaise de la plaine de la Semliki. Bruxelles, 1939, 12 pages, 3 planches et 1 figure.
- 10184 *Leriche, M.* Un gîte fossilifère dans le Bartonien du Meestjesland (Pays d'Eccloo) et sur le sens à donner au nom de Bartonien. Liège, 1939, 9 pages.

- 10185 *Leriche, M.* Quelques observations critiques sur un mémoire de M^{lle} W.-A.-E. Van de Geyn, intitulé : « Das Tertiär der Niederlande mit besonderer Berücksichtigung der Selachierfauna ». Liège, 1939, 11 pages (2 exempl.).
- 10186 *Leriche, M.* Revision de la feuille de Cambrai. — I. La Craie à *Micraster Leskei* dans la vallée de l'Escaut. — II. La limite entre le Turonien et le Coniacien à Walincourt (Nord). — III. Le massif tertiaire de Clary-Selvigny-la-Terrière (suite). — IV. Le massif tertiaire de Montrehain (Aisne). — V. Le plateau entre le bassin de l'Escaut et celui de la Somme. — VI. La région entre l'Erclain et la Selle (suite). — VII. Observations hydrologiques dans le bassin de l'Escaut. Paris, 1939, 10 pages et 8 figures.
- 10187 *Leriche, M.* Sur les formations tertiaires remaniées à la base du Quaternaire du Nord de la France et, en particulier, sur un calcaire lacustre, silicifié, avec restes de Characée, observé au Cateau (Nord). Lille, 1939, 11 pages et 1 planche.
- 10188 *Leriche, M.* Le synchronisme des formations tertiaires des deux côtés de l'Atlantique, d'après leur faune ichtyologique. — I. Le synchronisme des formations éocènes, 4 pages. — II. Le synchronisme des formations miocènes, 3 pages. Paris, 1940.
- 10189 *Leriche, M.* Les Poissons de la base du Néogène de la Campine et du Petit-Brabant. Liège, 1940, 10 pages et 2 planches.
- 10190 *Leriche, M.* Revision de la feuille de Cambrai. — I. Le Landénien marin à l'Est de la Selle. — II. Le Landénien des environs de Vertain (Nord). — III. Le tuf calcaire de Solesmes. — IV. Les failles de la région de Solesmes. Paris, 1940, 8 pages et 3 figures.
- 10191 *Leriche, M.* Les terrains tertiaires des massifs de Varengeville et de Sotteville-sur-mer (Seine-Inférieure). Lille, 1940, 33 pages.
- 10192 *Leriche, M.* Sur la présence de *Castor Fiber* LINNÉ dans le Pléistocène des environs de Mons, et sur sa dispersion dans la région gallo-belge. aux époques pléistocène et holocène. Bruxelles, 1941, 7 pages.
- 10193 *Leriche, M.* Sur les Sables et Tuffeau de Mont-Notre-Dame (Aisne) et sur leurs équivalents dans le bassin belge. Paris, 1942, 2 pages.
- 10194 *Leriche, M.* Revision de la feuille de Cambrai. — I. La région entre l'Erclain et la Selle (suite). — II. Le plateau de Mazinghien. — III. Les terrains tertiaires entre la Haute Somme et l'Oise. — IV. Les terrains tertiaires du plateau de Guise. Paris, 1942, 10 pages.

- 10195 *Leriche, M.* Revision de la feuille de Cambrai. — I. Géologie de la forêt d'Andigny et du Bois de Riquerval. — II. Le plateau d'Iron. — III. Le prolongement de la Thiérache sur la feuille de Cambrai. — IV. La région à l'Est de la Selle (suite). Paris, 1943, 18 pages, 1 planche et 3 figures.
- 10196 *Leriche, M.* Sur l'extension verticale d'*Orbitolites complanatus* LAMK. dans le Lutétien du bassin de Paris. Paris, 1943, 1 page.
- 10197 *Leriche, M.* Revision de la feuille de Cambrai au 80.000°. — I. Les terrasses de la vallée de l'Oise aux environs de Guise. — II. Le bassin fermé du canal des torrents. — III. Les terrains tertiaires sur les plateaux d'entre Escaut et Somme. Paris, 1945, 18 pages, 1 planche et 4 figures.
- 10198 *Leriche, M.* Éléments de Géologie. Troisième édition. Ouvrage illustré de 120 figures dans le texte, 6 planches hors texte et une suite de 21 planches lithos. Bruxelles, 1946.
- 10199 *Leriche, M.*, Lucien Cayeux (1864-1944). Paris, 1947, 28 pages et 1 photo.
- 10200 *Leriche, M.* Revision de la feuille de Cambrai au 80.000°. — I. La lisière occidentale de la Forêt de Mormal. — II. le plateau de Guise. — III. Le massif tertiaire de l'Arrouaise (suite). — IV. Les terrains tertiaires entre l'Oise et la Haute Somme. — V. Le Landénien continental à Montrehain et à Lesdins (Aisne). — VI. Observations hydrogéologiques. Paris, 1947, 21 pages, 1 planche et 2 figures.
- 10201 *Leriche, M.* Quelques observations nouvelles sur le Crétacé de la Thudinie (Entre-Sambre-et-Meuse). Liège, 1948, 9 pages et 1 figure.
- 10202 *Maubeuge, P. L.* Sur le Bathonien et en particulier sur le Bathonien lorrain (note préliminaire). Nancy, 1950, 16 pages.
- 10203 *Marlière, R.* La valeur humaine des sciences géologiques? 1950, 15 pages.
- 10204 *Neiva, J. M. C.* As termas de alfaião (Bragança). Porto, 1948, 9 pages et 4 figures.
- 10205 *Neiva, J. M. C.* Jazigos portuguesas de talco. Porto, 1949, 11 pages.
- 10206 *Neiva, J. M. C.* Facies de grão fino do gabro sub-ofítico do monte do S. Bartolomeu (Nazaré). Porto, 1949, 10 pages et 2 planches.
- 10207 *Neiva, J. M. C.* Nordmarquitos filoneanos de Monte Redondo, Pinhal Real e S. Bartolomeu (distrito de Leiria). Porto, 1949, 14 pages et 2 planches.

- 10208 *Pieruccini, R.* Contributo allo studio della genesi del rame nativo della formazione ofiolitica. Pise, 1949, 27 pages.
- 10209 *Renier, A.* A propos des sols de végétation. Paris, 1949, 7 pages et 1 figure.
- 10210 *Renier, A.* Sur les grès du Westphalien supérieur de Neeroeteren. Liège, 1949, 11 pages.
- 10211 *Rosas da Silva, D. J.* et *Neiva, J. M. C.* Montmorillonite dans des pegmatites granitiques et le problème de la montmorillonitisation. Porto, 1948, 10 pages.
- 10212 *Veenenbos, J. S.* De Bodemkartering van Nederland. Deel V. De Bodemgesteldheid van het gebied tussen Lemmer en Blokzijl in het randgebied van de noord-oost polder. La Haye, 1950, 162 pages, 47 figures et cartes hors texte.

2° Nouveaux périodiques :

- 10213 *Varsovie.* Acta Geologica Polonica, 1950, vol. I, n° 1.
- 10214 *Torun.* Travaux de l'Institut de l'Université de Torun (Pologne), n° 2 (1946), n° 3 (1949).

Communications des membres :

J. DELECOURT. — *Application de la notion équivalente à l'étude des analyses des roches éruptives* (3^e note). (Texte ci-après.)

A. BEUGNIES. — *Contribution à l'étude des sables de l'étage supérieur du Système du Kalahari sur le plateau de Kamina (Congo belge)*. (Texte ci-après.)

E. PICCIOTTO. — *Les phénomènes radioactifs en géologie*. (Texte ci-après.)

**Application de la notation équivalente
à l'étude des analyses des roches éruptives (*),**

par J. DELECOURT.

(Troisième note.)

34. La norme américaine provisoire.

La norme originale C.I.P.W. répartit *provisoirement* la silice de façon à former l'orthose, l'albite et les pyroxènes *provisoires* ainsi que l'*anorthite définitive*.

(*) Texte remis à la séance.

S'il reste de la silice, après cette distribution, elle est évaluée en quartz. L'orthose, l'albite et les pyroxènes sont consolidés et deviennent *définitifs*.

Si, au contraire, un déficit de silice apparaît, il est progressivement résorbé par des *transformations* successives, réglées suivant un ordre rigoureux. On transforme l'hyperstène en olivine, puis l'albite en néphéline, puis encore l'orthose en leucite. On s'attaque ensuite successivement à la wollastonite, au diopside et enfin à la leucite que l'on transforme partiellement ou totalement en ortho-silicates et en akermanite.

La norme provisoire est celle qui néglige toutes les transformations et se borne à évaluer pondéralement la silice excédente ou déficitaire.

35. La norme équivalente.

Il est facile, en suivant la norme C.I.P.W. à la lettre, d'éliminer les milliéquivalents engagés dans le groupe des minerais et de l'apatite. Restent alors les silicates et, éventuellement, le corindon et le quartz. Le nombre silicaté va donc prendre une valeur bien déterminée :

$$n \text{ Sil} = n \text{ Si}_3\text{O}_8 + n \text{ Si O}_4 + n \text{ Si O}_3 + n \text{ O}.$$

Dans cette expression, $n\text{O}$ représente l'oxygène engagé dans le corindon normatique. Bien entendu, dans les séries B et C, la valeur de $n\text{O}$ est nulle. Le poids de la silice combinée, évalué en milligrammes, est

$$\text{Silice combinée} = 45 n \text{ Si}_3\text{O}_8 + 15 n \text{ Si O}_4 + 30 n \text{ Si O}_3.$$

La valeur du quartz libre ou de la silice déficitaire est

$$Q = \text{silice de l'analyse moins silice combinée.}$$

Dans la norme équivalente, comme dans la norme provisoire américaine, aucune transformation n'est faite en vue d'annuler un déficit éventuel de silice. On se borne à y indiquer le pourcentage du quartz excédentaire ou déficitaire.

Les *transformations* destinées à établir un mode approché se feront équivalentairement suivant la description pétrographique de la roche et non plus d'après des évaluations purement conventionnelles.

36. La couleur.

Dans la norme, les milliéquivalents salics autres que ceux contenus dans le quartz sont

$$n \text{ salics} = n \text{ Si}_3\text{O}_8 + n \text{ O} + n \text{ Si O}_4,$$

avec

$$n \text{ femics} = n \text{ Si O}_3 + n \text{ M.A.}$$

Nous appellerons indice de coloration équivalentaire provisoire ou, beaucoup plus simplement, *couleur*, le pourcentage donné par

$$\text{I.C.} = 100 n \text{ salics} : n \text{ A.}$$

En conservant les coupures originales des paramètres américains, on a :

Roches hololeucocrates ou de couleur I	87,5 % < IC < 100 %
Roches leucocrates ou de couleur II	62,5 % < IC < 87,5 %
Roches mésocrates ou de couleur III	37,5 % < IC < 62,5 %
Roches mélancrates ou de couleur IV	12,5 % < IC < 37,5 %
Roches holomélancrates ou de couleur V ...	0,0 % < IC < 12,5 %

La notion de couleur permet la division de chacun des petits tiroirs des fichiers accessoires en cinq casiers.

37. La norme équivalentaire du granite de Madagascar.

L'analyse du tableau II donne :

TABLEAU XX.

Norme équivalentaire du granite de Madagascar.

Orthose $n \text{ Si}_3\text{O}_8$	= 368	$n \text{ K} = 92$	} Feldspaths provisoires ou définitifs et corin- don; $n \text{ salics}$ ou $n \text{ F.C.}$ $n \text{ F.C.} = 879$
Albite $n \text{ Si}_3\text{O}_8$	= 300	$n \text{ Al} = 276$	
Anorthite $n \text{ Si O}_4$	= 136	$n \text{ Na} = 75$	
		$n \text{ Al} = 225$	
		$n \text{ Ca} = 34$	
Corindon $n \text{ O}$	= 75	$n \text{ Al} = 102$	} Pyroxène provisoire ou définitif. $n \text{ Py} = 30$
Hyperstène $n \text{ Si O}_3$	= 30	$n \text{ Al} = 75$	
		$n \text{ Fe}'' = 12$	} Minerais et Apatite. $n \text{ M.A.} = 23$
		$n \text{ Mg} = 18$	
Ilménite $n \text{ Ti O}_3$	= 3	$n \text{ Fe}'' = 3$	
Apatite $n \text{ P O}_4$	= 4	$n \text{ Ca} = 4$	
Magnétite $n \text{ Fe}_2\text{O}_4$	= 16	$n \text{ Fe}'' = 16$	
<hr/>			
$n \text{ A} = 932$		$n \text{ B} = 932$	

Le calcul de la silice combinée permet d'évaluer 44.940 mg de quartz. D'où un *indice quartzique*

$$\text{I.Q.} = +44,94 \%$$

La couleur est donnée par

$$\text{I.C.} = 100 \text{ n F.C.} : \text{n A} = 87.900 : 932 = 94,31 \%$$

La partie saline de la roche est de couleur I. La roche est donc hololeucocrate. Le rang est calco-alkalin ou II, puisque $(\text{nK} + \text{nNa}) : \text{nCa} = 4,91$.

La série est A, puisque le corindon est donné par $\text{n'Al} = 75$.

La silice équivalentaire vaut 85,74. La zone est donc un. La classe est b ou monzonitique, puisque

$$\text{nK} : (\text{nNa} + 0,5 \text{nCa}) = 1.$$

38. Le symbole équivalentaire provisoire.

L'indice d'impureté du granite de Madagascar est $\text{Ii} = 2,46 \%$. La fiche de la roche peut donc être classée dans un des 75 petits tiroirs des fichiers accessoires et dans un casier I, puisque la roche est hololeucocrate.

Le symbole équivalentaire provisoire ou, plus simplement, la *symbole* va résumer le résultat de nos calculs et nous permettre de placer la fiche. Nous écrivons à cet effet

$$\text{II. A. 1. b. I.}$$

$$\text{Si E} = 85,74,$$

$$\text{I.Q.} = +44,94 \%,$$

$$\text{I.C.} = 94,31 \%$$

Le premier chiffre romain indique toujours le rang, alors que le second détermine toujours la couleur. Dans les casiers, comme dans les tiroirs, l'ordre de succession des fiches est toujours donné par les valeurs décroissantes de la silice équivalentaire ⁽¹⁾.

39. Le mode approché.

Dans le calcul actuel, quoique l'orthose, l'albite et le pyroxène puissent être consolidés, le symbole n'en reste pas moins provisoire, car les attributions du corindon et des équivalents ferro-

⁽¹⁾ Cette silice équivalentaire est en somme un *coefficient d'acidité*. Mais comme il est *équivalentaire*, il est indépendant des valences et en quelque sorte *absolu*.

Aucun *coefficient moléculaire* d'acidité ne peut rendre les mêmes services dans le classement des minéraux et des roches.

magnésiens peuvent seuls établir le mode approché de la roche, dont nous ne possédons d'ailleurs pas la description pétrographique.

Mais le symbole provisoire est applicable sous certaines réserves, non seulement aux roches éruptives, mais à tous les silicates naturels ou industriels, pour autant que l'indice d'impureté soit inférieur, comme nous le savons, à 12 %.

On peut dès lors se demander quels sont les symboles de *minéraux de transformations modales fort gênants*.

C'est ce qui m'amènera à commenter les quatre analyses suivantes :

XXI. — *Hornblende du Monte Somma* analysée par Zambonini ⁽²⁾.

XXII. — *Augite de Black Mountain* analysée par Hillebrand ⁽³⁾.

XXIII. — *Biotite usuelle* analysée par Dreibroodt ⁽⁴⁾.

XXIV. — *La même biotite baueritisée* analysée artificiellement ⁽⁴⁾.

	XXI	XXII	XXIII	XXIV
	—	—	—	—
Si O ₂	39,48	45,23	35,05	39,02
Al ₂ O ₃	12,99	7,73	16,18	15,46
Fe ₂ O ₃	7,25	2,95	8,34	10,31
Fe O	10,73	4,07	24,56	18,74
Mg O	11,47	12,25	3,67	1,89
Ca O	12,01	23,37	—	—
Na ₂ O	1,70	0,47	2,41	1,37
K ₂ O	2,39	0,12	5,09	4,50
Ti O ₂	0,30	4,28	1,95	2,23
Mn O	1,00	0,70	1,00	0,62
Ni O	—	0,50	—	—
P ₂ O ₅	—	absent	—	—
F	0,50	—	—	—
H ₂ O	0,76	0,37	2,36	6,46
Perte à 110° ...	0,12			

(2) ZAMBONINI, *Mineralogia Vesuviana*, p. 174.

(3) F. W. CLARKE, *The data of geochemistry*, 4^e édition, p. 377.

(4) RINNE, F., *La Science des Roches*, nouvelle édition, texte revu par LÉON BERTRAND et J. ORCEL, pp. 386, 387, Paris, Librairie Lamarre, 1950.

40. La hornblende du Monte Somma.

La norme équivalente s'établit facilement.

TABLEAU XXI.

Norme équivalente de la hornblende du Monte Somma.

n Si ₃ O ₈ = 204	n K = 51	} n F.C. = 1.020
n Si ₃ O ₈ = 220	n Al = 153	
n Si O ₄ = 596	n Na = 55	
	n Al = 165	
	n' Ca = 149	} n Py = 1.078
n Si O ₃ = 1.078	n Al = 447	
	n'' Ca = 277	
	n Mg = 574	
	n Fe'' = 227	} n M.A. = 102
n Fe ₂ O ₄ = 91	n Mn = 28	
n Ti O ₃ = 8	n Fe'' = 71	
n F = 3	n'''Ca = 3	
<hr/>		
n A = 2.200	n B = 2.200	2.200
n OH- = 7	n H- = 7	
n OH+ = 42	n H+ = 42	
<hr/>		
N h = 2.249	N h = 2.249	

Le symbole provisoire est II.B.5.c.III, avec

$$\text{I.Q.} = -20,88 \%, \quad \text{I.C.} = 46,36 \% \quad \text{et} \quad \text{Si E} = 18,82.$$

Quant au plagioclase moyen de l'hétéromorphe normatique, le tableau IX désignerait le Labrador.

Les transformations de la norme originale feraient apparaître non seulement l'olivine mais encore les feldspathoïdes.

Si la hornblende était un mélange d'amphiboles et de M.A., on devrait avoir (3 et 21)

$$\text{Si E} = 34,29 \quad \text{et} \quad \text{H}_2\text{O E} = 1,28.$$

Or nous trouvons des valeurs très nettement inférieures, ce qui justifie *en principe* la présence simultanée de minéraux très basiques et anhydres. Tschermak considérerait donc la hornblende comme un mélange d'amphiboles et de silicates du radical Si O₆ avec Si E = 7,5. Les valeurs Si E des hornblendes que j'ai pu étudier sont données par

$$17,74 < \text{Si E} < 25,54.$$

L'indice alcalin de ces hornblendes est donné par

$$4,68 \% < \text{I.a.} < 7,21 \%$$

Or comme à chaque $n \text{Na}$ ou $n \text{K}$ correspond $n \text{Al} = 3$, le nombre d'équivalents engagés dans la *glaucothane* : $(\text{Na}, \text{K})_7 \cdot \text{Al}_7 \cdot (\text{Si}_8 \text{O}_{23})_2 \cdot 2 \text{H}_2 \text{O}$, représente de 18,72 à 24,84 % du total des équivalents anhydres du minéral.

Quant aux couleurs, elles sont données par

$$34,05 \% < \text{I.C.} < 58,10 \%$$

Les indices quartziques sont exprimés par

$$-23,83 \% < \text{I.Q.} < -14,69 \%$$

On prouverait sans aucune difficulté que *le symbole des hornblendes est le même que celui des gabbros mésocrates ou très légèrement mélanocrates.*

Mais dans les gabbros les $n \text{Na}$ et les $n \text{K}$ entrent dans des feldspaths et éventuellement dans des feldspathoïdes, alors que dans les hornblendites ils forment la glaucothane.

La hornblende est de la sorte un *minéral de transformation* permettant de réduire et à l'occasion d'annuler le déficit quartzique *sans faire apparaître ni les feldspathoïdes, ni l'olivine.*

41. L'augite de Black Mountain.

Par le calcul habituel, on obtient :

TABLEAU XXII.

$n \text{Si}_3\text{O}_8$	= 72	$n \text{Na}$	= 15	}	$n \text{F.C.}$	= 608
		$n \text{K}$	= 3			
		$n \text{Al}$	= 54			
$n \text{SiO}_4$	= 536	$n' \text{Ca}$	= 134			
		$n \text{Al}$	= 402	}	$n \text{Py}$	= 1.286
$n \text{SiO}_3$	= 1.286	$n'' \text{Ca}$	= 673			
		$n \text{Mg}$	= 613	}	$n \text{M.A.}$	= 144
$n \text{Fe}_2\text{O}_4$	= 37	$n \text{Mn}$	= 2			
$n \text{TiO}_3$	= 107	$n \text{Ni}$	= 1			
		$n \text{Fe}''$	= 113			
		$n''' \text{Ca}$	= 28			
$n \text{A}$	= 2.038	$n \text{B}$	= 2.038			2.038
$n \text{OH}$	= 21	$n \text{H}$	= 21			21
$N \text{h}$	= 2.059	$N \text{h}$	= 2.059			2.059

Le symbole est

II. B. 5. c. IV,

avec

Si E = 23,88,

I.Q. = -4,63 %,

I.C. = 29,83 %.

Le bulletin doit être placé dans le même tiroir II.B.5.c que la hornblende du Monte Somma, mais dans le casier IV.

Les augites ordinaires sont caractérisées par Si E < 30 et un indice alcalin faible ou nul. Ce sont donc des minéraux de transformation capables de diminuer le déficit quartzique sans faire apparaître l'olivine. Mais par leur faible indice alcalin elles sont pratiquement sans influence sur la transformation des feldspaths alcalins en feldspathoïdes.

Si les augites ordinaires étaient constituées uniquement par des pyroxènes, on aurait Si E = 30, alors que nous avons trouvé 23,88 pour le minéral de Black-Mountain.

La véritable explication des valeurs insuffisantes de Si E des augites ordinaires a été donnée en 1913 par G. Cesàro ⁽⁵⁾. Elles résultent de la présence d'*aluminates* dans les pyroxènes alumineux.

Nous dirions aujourd'hui que ces minéraux passent à l'hétéromorphisme anormal en raison de la faiblesse de l'indice alcalin. Il y a de la sorte, suivant Cesàro, formation de spinelles aluminatés.

Le calcul équivalentaire va déterminer avec facilité le mode de l'augite de Black-Mountain dans l'hypothèse de l'hétéromorphisme anormal. Le nombre des milliéquivalents des pyroxènes est donné par Si O₂ : 30. D'où pour les pyroxènes : n Si O₃ = 1.508. Mais nous avons n Sil = 72 + 536 + 1.286 = 1.894.

D'où une différence de 1.894 — 1.508 ou de 386 milliéquivalents à racheter par l'hétéromorphisme anormal. Chaque fois que nous enlevons n Al = 3 aux bases pour former n Al₂O₄ = 1 à joindre aux acides, nous diminuons la différence de 4. En divisant 386 par 4, nous trouvons n Al₂O₄ = 96,5.

(5) G. CESÀRO, Sur la formule des pyroxènes alumineux (*Ann. Soc. géol. Belgique*, t. XL, décembre 1913).

La transcription en hétéromorphisme anormal ou mode de l'augite de Black Mountain est :

n Si O ₃ = 1.508	n K = 3
n Ti O ₃ = 107	n Na = 15
n Fe ₂ O ₄ = 37	n Al = 166
n Al ₂ O ₄ = 97	n Ca = 835
	n Mg = 613
	n "Fe" = 113
	n Mn = 2
	n Ni = 2
<hr style="width: 20%; margin: 0 auto;"/>	
n A = 1.749	n B = 1.749

L'indice d'impureté s'élève dans cette hypothèse à 13,79 % et le bulletin *non barré* du minéral doit être dirigé vers le grand tiroir II . B . 6 (première note, art II).

Par contre, le bulletin *barré* en hétéromorphisme normal sera en II . B . 5 . c . IV, comme d'ailleurs tous ceux des augites ordinaires que j'ai examinées.

L'indice alcalin des augites ægyriniques est trop élevé pour permettre l'hétéromorphisme anormal. Les analyses font généralement apparaître $Si E > 30$. L'excès est résorbé en transformant une partie de $n Fe_2 O_4$ en $n Fe'''$, suivant la méthode appliquée pour déterminer $n Al_2 O_4$.

L'hétéromorphisme anormal explique fort bien la composition minéralogique de certaines roches, notamment celle de l'ariégite d'In Ouzel (tableau VII). Cet hétéromorphisme anormal peut être observé non seulement dans les pyroxènes alumineux, dans les péridots alumineux et dans toutes les roches à très faible indice alcalin, mais encore dans les ciments Portland naturels ou artificiels.

42. Les micas.

Les chloritoïdes, les otrérites, les clintonites diffèrent chimiquement des micas véritables, ou bien parce que leurs analyses font apparaître une certaine abondance de chaux, ou bien encore parce qu'elles montrent l'absence de soude et de potasse.

Les principaux micas idéaux peuvent être équivalentairement caractérisés comme suit :

TABLEAU XXV.

Micas idéaux et leurs symboles.

	n A	SiE	H ₂ O	OE	I.a.	I.C.	I.Q.	Symboles
Mica ferreux.	1.953	18	1,8	10 %	40 %	-35,15 %	I . A . 5 . a . III	
Phlogopite ...	2.404	18	1,8	10 %	40 %	-43,26 %	I . A . 5 . a . III	
Muscovite ...	2.513	18	1,8	10 %	100 %	0,00 %	I . A . 5 . a . I	
Paragonite .	2.617	18	1,8	10 %	100 %	0,00 %	I . A . 5 . c . I	

Les fiches des roches constituées uniquement par des mélanges de micas idéaux se trouveraient donc toutes dans un tiroir I . A . 5 qui pourrait d'ailleurs être a, b ou c suivant les valeurs du rapport nK : nNa.

La couleur serait I, II ou III. On n'obtiendrait donc des micas de couleur IV ou V que par des ajoutés massives d'impuretés et principalement de nM :A.

L'indice alcalin des micas idéaux est constant et égal à 10 %. Il est plus faible dans les micas usuels, toujours impurs.

43. La norme équivalentaire du mica Dreibrodt.

L'analyse XXIII conduit aux résultats suivants :

TABLEAU XXIII.

Norme équivalentaire du mica de Dreibrodt.

n Si ₃ O ₈	= 744	n Na	= 78	} n F.C.	= 1.137
		n K	= 108		
		n Al	= 558		
n O	= 393	n' Al	= 393		
n Si O ₃	= 741	n Fe"	= 557	} n Py	= 741
		n Mg	= 184		
n Ti O ₃	= 49	n Mn	= 28	} n M.A.	= 153
n Fe ₂ O ₄	= 104	n Fe"	= 125		
n A	= 2.031	n B	= 2.031		2.031
n O H±	= 131	n H±	= 131		131

D'où symboliquement

I. A. 5. b. III,

avec

Si E = 18,66,

I.C. = 55,98 %,

I.Q. = - 20,66 %.

L'indice alcalin est $I_a = 9,16$ %, mais il passe à $9,90$ % si nous négligeons les impuretés. Il est donc très voisin de I_a des micas idéaux qui vaut 10 %. La silice équivalente s'approche sensiblement de 18 , valeur théorique de Si E des micas idéaux.

44. Le mode approché du mica de Dreibrodt.

Suivant l'esprit de la norme C.I.P.W., le corindon et une partie de l'orthose s'unissent pour former la muscovite (28).

Les $n'Al = 393$ du corindon vont former de la sorte une quantité de muscovite exprimée par

$$\begin{array}{rcl} n \text{ Si}_3\text{O}_{11} = 3.930 : 6 = 655 & n \text{ K} = 655 : 10 = & 65,5 \\ n \text{ Al} = 65,5 \times 9 = & 589,5 & \\ \hline & & 655,0 \end{array}$$

Les équivalents basiques des silicates restés disponibles après formation des $n \text{ M. A.}$ et de la muscovite sont :

$$\begin{array}{rcl} n \text{ K} + n \text{ Na} = 78 + 108 - 65,5 & \text{ou} & 120,5 \\ n \text{ Fe}'' + n \text{ Mg} = n \text{ Py} & \text{ou} & 741,0 \\ n \text{ Al} = 558 + 393 - 589,5 & \text{ou} & 361,5 \\ \hline & & 1.223,0 \end{array}$$

Or un mica idéal ferro-magnésien constitué par le mélange de mica ferreux et de phlogopite a pour formule approchée : $(\text{K}, \text{Na}) \text{ Al} (\text{Mg}, \text{Fe})_3 \text{ H}_2 \text{ Si}_3 \text{ O}_{12}$. Les rapports équivalentaires y sont : $n \text{ Na} + n \text{ K} = 1$; $n \text{ Al} = 3$ et $n \text{ Mg} + n \text{ Fe}'' = 6$.

Ceux que nous obtenons en divisant nos restes par $122,30$ sont $n \text{ Na} + n \text{ K} = 0,99$; $n \text{ Al} = 2,96$ et $n \text{ Mg} + n \text{ Fe}'' = 6,05$.

Les micas usuels contenus dans les roches pourraient donc s'évaluer tout comme s'ils étaient constitués essentiellement par le mélange de muscovite et de paragonite idéales avec des micas idéaux ferro-magnésiens et de couleur III.

Ces micas ferro-magnésiens ont été jadis appelés « biotite de Bragg ». Nous venons de montrer que les *biotites usuelles* contiennent en outre de la muscovite et de la paragonite.

Pour transformer l'hyperstène en biotite de Bragg on pose :

$$n \text{ Si}_3\text{O}_{11} \text{ de la biotite de Bragg} = (10 : 6) (n \text{ Mg} + n \text{ Fe}^{\prime\prime}),$$

avec

$$(n \text{ Na} + n \text{ K}) = (n \text{ Mg} + n \text{ Fe}^{\prime\prime}) : 6$$

et

$$n \text{ Al} = (n \text{ Mg} + n \text{ Fe}^{\prime\prime}) : 2.$$

Les $(n \text{ Na} + n \text{ K})$ et les $n \text{ Al}$ sont alors empruntés à l'orthose ou à l'albite.

Si les micas sont absents et la cordiérite exprimée, on a $n \text{ Si}_{10} \text{ O}_{36}$ de la cordiérite = quatre tiers $n' \text{ Al}$ du corindon.

45. La baueritisation.

L'analyse XXIV se rapporte au mica de l'analyse XXIII *baueritisé* par un séjour de 5 semaines dans l'eau chargée d'acide carbonique. Le symbole reste celui d'un mica :

I. A. 5. a. III.

Mais on trouve :

$$\begin{array}{lll} \text{Si E} = 26,07, & \text{I.C.} = 62,35 \%, & \text{I.Q.} = +0,38 \%, \\ & (n \text{ K} + n \text{ Na}) : n \text{ Si} = 9,35 \%. & \end{array}$$

L'indice alcalin reste donc voisin de celui du mica frais, mais Si E, I.C. et I.Q. augmentent. Une seconde transformation du mica amène au contraire sa *vermiculitisation* et l'attaque simultanée des micas ferro-magnésiens et alcalins.

Il y a donc lieu de limiter les observations aux micas encore relativement frais et d'écarter par conséquent les vermiculites et les micas baueritisés. D'autre part, peu d'analyses de micas font apparaître le fluor et le lithium. Ce dernier, par la faiblesse de son équivalent ($E = 7$), agit fortement sur l'indice alcalin. Quant au fluor, il remplace des OH dans le réseau cristallin.

Il n'y a donc pas lieu de s'étonner si les analyses de micas que j'ai examinées n'ont donné :

$$\begin{array}{l} 16,09 \% < \text{Si E} < 21,98 \%, \\ 8,76 \% < \text{I.a.} < 10,29 \%. \end{array}$$

Quoi qu'il en soit, les micas, lorsqu'ils ne sont pas trop altérés, sont d'énergiques minéraux de transformation, parce qu'ils sont de cinquième zone et parce que dans certains cas leur Si E s'approche de celle de l'olivine et de la néphéline. Par la valeur élevée de leur indice alcalin, ils permettent la transformation

d'orthose et d'albite, sans qu'il soit nécessaire d'avoir recours aux feldspathoïdes pour annuler un déficit quartzitique déjà important.

46. Norme provisoire et mode approché.

Lorsque l'indice quartzitique est positif, l'orthose, l'albite et les pyroxènes sont consolidés. Pour des roches éruptives répondant à cette condition, le classement par les symboles et la silice équivalente se fait donc en somme suivant la norme originale. Toutefois :

1° Les calculs sont considérablement réduits, puisqu'on n'évalue pondéralement que le quartz.

2° Le classement est beaucoup plus précis, parce qu'il indique la série, la classe et la couleur.

3° L'ordre de succession des fiches est mathématiquement réglé par la silice équivalente, coefficient d'acidité absolu, précisément parce qu'il est équivalente.

Si l'indice quartzique est négatif, le symbole sera établi sans aucune transformation normatique ou modale.

De la sorte, on ne sera plus tenu d'évaluer pondéralement de l'olivine et des feldspathoïdes dans des roches qui ne contiennent ni l'une ni les autres.

Nous avons vu qu'une hornblendite est l'hétéromorphe d'un gabbro. Les deux roches possèdent le même symbole II.B.5.c.III.

Dans le casier où sont logés les deux bulletins, nous trouverons en outre ceux de nombreux autres hétéromorphes normaux. Nous ne pourrions distinguer les roches auxquelles se rapportent les bulletins que si nous disposons de descriptions macro- et micrographiques convenables. Si nous tentons à l'occasion d'établir des *modes approchés*, nos estimations seront basées sur la présence des minéraux réellement reconnus et non sur ceux acceptés par la norme.

Pour parer au plus pressé, il conviendrait donc, semble-t-il, de loger deux ou trois milliers de bulletins dans les fichiers en les y répartissant par leurs symboles et leur silice équivalente. La méthode aura pour premier avantage de montrer que de nombreux casiers sont vides.

Mais si la norme américaine avantage les feldspathoïdes, il n'existe pas moins des roches où ces minéraux sont dominants. Ils seront étudiés équivalentairement dans une quatrième et dernière note de même titre, en même temps que les roches de la série C, les pyroxènes et amphiboles ferri-sodiques et certaines zéolites.

Wasmes, le 14 mars 1950.

**Contribution à l'étude
des sables de l'étage supérieur du Système du Kalahari
au plateau de Kamina (Congo belge) (*),**

par A. BEUGNIES,

Ingénieur-géologue au Service des Mines
du Comité Spécial du Katanga.

INTRODUCTION.

Les travaux entrepris actuellement à la base aérienne militaire de Kamina nous ont permis d'étudier les formations sableuses de l'étage supérieur du Système du Kalahari dans une bande de 7 km de long sur 4 km de large le long de la route Kamina-Bukama (voir carte figure 1). Les coupes dressées sont basées sur les observations faites sur les échantillons de 67 puits de 10 à 20 m de profondeur moyenne ⁽¹⁾.

Les observations groupées dans cette note portent à la fois sur la granulométrie, la morphologie, l'altération, la stratigraphie et l'hydrologie de ces formations.

(*) Texte remis à la séance.

⁽¹⁾ Le Service des Mines du Comité Spécial du Katanga est redevable au Commandant de la base de Kamina, le lieutenant-colonel B.E.M. Janssens, et à ses collaborateurs, spécialement au lieutenant d'aviation Grégoire, du soin méticuleux avec lequel les échantillons ont été recueillis et repérés.

I. — LES FAITS.

A. — Granulométrie.

MÉTHODE D'ANALYSE ET REPRÉSENTATION DES RÉSULTATS.

Chaque échantillon de 100 gr est pesé, désagrégé à la main, puis tamisé. Les tamis employés sont ceux de la série « Tyler », dont les ouvertures, en progression géométrique, ont les dimensions suivantes (en mm) :

1,651, 1,168, 0,883, 0,589, 0,416, 0,295, 0,208, 0,147,
0,104, 0,074.

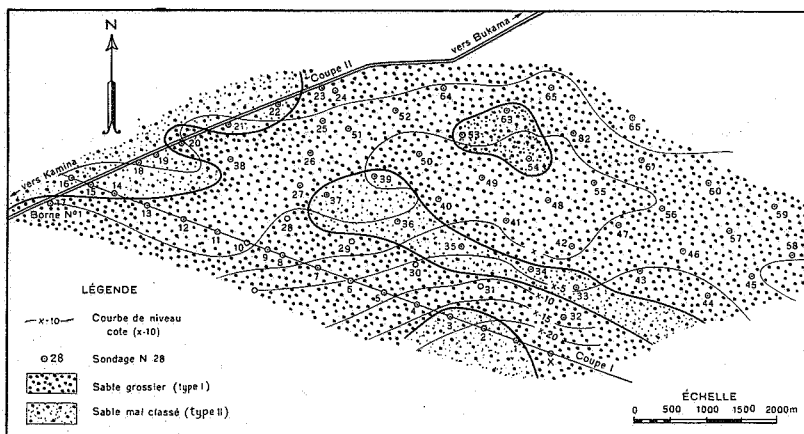


FIG. 1.

Les refus partiels ont été pesés à 0,01 gr près, précision suffisante pour la représentation graphique. Les résultats, portés en graphiques, sont représentés par des histogrammes en escalier. L'ordonnée, graduée en pour-cent, porte les refus partiels en poids de chaque tamis. L'abscisse porte les ouvertures décroissantes des tamis suivant une échelle logarithmique. L'histogramme donne ainsi une illustration complète et fidèle de la granulométrie du sable étudié. D'autre part, les résultats obtenus peuvent être comparés à ceux de E. Claeys dans son étude sur les sables du Kalahari du Congo occidental, où il adopte ce mode de représentation (2).

(2) E. CLAEYS, Première étude des sables du Kalahari du Congo occidental (*Bull. Soc. belge de Géol., de Paléontol. et d'Hydrol.*, t. LVI, 1947, fasc. 3, p. 372).

Les indices granulométriques de plusieurs sables ont été calculés suivant la méthode préconisée par A. Bietlot (3). Ces indices sont les suivants :

M : grain moyen qui est la dimension du grain tel que 50 % du sable ait un grain inférieur à M.

C : indice de classement : qui représente la fraction du sable dont les grains sont compris entre $\frac{M}{\sqrt{2}}$ et $M\sqrt{2}$.

A : indice d'asymétrie : représente la différence entre le refus partiel correspondant aux grains compris entre $M\sqrt{2}$ et M et celui correspondant aux grains compris entre $\frac{M}{\sqrt{2}}$ et M.

EXPOSÉ DES RÉSULTATS.

1. *Les histogrammes.* — Les histogrammes relatifs aux différents sables sont reproduits suivant 2 coupes aux tableaux I et II.

Coupe 1 passant par les puits : 16, 15, 14, 13, 12, 11, 10, 9, 8, 7, 6, 5, 4, 3, 2, 1, X.

Coupe 2 passant par les puits : 17, 15, 18, 19, 20, 21, 22, 23.

L'examen de ce tableau permet de distinguer 3 types d'histogrammes.

Type I : qui groupe les sables de la partie supérieure. Ce type d'histogramme montre un maximum peu accentué pour des grains compris entre 0,416 et 0,295 mm.

Type II : qui groupe les sables *b*. Ce type d'histogramme ne montre pas de maximum isolé. Les refus des tamis, dont les ouvertures varient entre 0,295 mm et 0,147, se répartissent également ou présentent deux maxima peu marqués.

Type III : qui groupe les sables *c*. Il montre un maximum net correspondant au refus partiel des grains compris entre 0,208 et 0,147 mm.

(3) A. BIETLOT, Méthodes d'analyse granulométrique. Application à quelques sables éocènes belges (*Ann. Soc. géol. Belgique*, t. LXIV, 1940-1941, *Mém.*, fas. 2, p. 81).

Remarquons, d'autre part, que l'on passe d'un type de diagramme au suivant par transitions graduelles. Ainsi au puits 2, les sables réalisent le même type d'histogramme II à 1 m, 5 m et 10 m, mais à 1 m l'histogramme tend à réaliser le type I et à 10 m un maximum commence à se préciser entre 0,208 et 0,147 mm, comme dans le type III.

De plus, ces types d'histogrammes se succèdent dans un ordre déterminé. Dans la coupe la plus complète offerte par le puits A (4), on peut en effet noter de haut en bas la succession suivante :

Type I (sables *a*);
 Type II (sables *b*);
 Type III (sables *c*);
 Type IV (sables *d*).

Les autres puits montrent les successions suivantes :

Type I }
 Type II } puits : X — 5 — 6 — 29 — 30 — 31;
 Type III }

Type II }
 Type III } 1 — 3;

Type I }
 Type II } 8 — 9 — 10 — 24 — 25 — 26 — 27 — 28 — Z — 21 — 23 — 17.

2. *Les indices granulométriques.* — Les valeurs des indices granulométriques ont été calculées pour les sables des puits 5, 6, A.

Ces valeurs sont portées en graphique au tableau III en fonction des profondeurs.

L'examen de ces résultats montre que chaque type d'histogramme est caractérisé par des indices différents :

Type I : caractérisé par un grain moyen le plus élevé (de 0,250 à 0,316 mm), un indice de classement compris entre 0,4 et 0,5; une asymétrie négative.

Type II : caractérisé par un grain moyen plus petit compris entre 0,270 et 0,220 mm; un indice de classement minimum aux environs de 0,4; une asymétrie nulle.

(4) Le puits A se trouve en dehors de la région cartographiée; il n'est pas repéré sur la carte.

Type III : caractérisé par un grain moyen le plus petit compris entre 0,200 et 0,230 mm; un indice de classement maximum dépassant 0,5; une asymétrie positive.

Lorsqu'on examine les courbes d'indices, on constate que c'est avec les sables du type II que les variations s'affirment : le grain moyen augmente, l'asymétrie change de signe, l'indice de classement passe par un minimum.

Dans le cadre de cette étude, nous pouvons ainsi classer les sables en

Sable grossier (type I);
Sable mal classé (type II);
Sable fin (type III).

Ces dénominations sont évidemment tout à fait limitées au cas qui nous intéresse. Dans la nomenclature généralement admise, tous ces sables sont à classer dans la catégorie des sables fins mal classés.

3. *La droite cumulative à l'échelle des probabilités.* — Lorsqu'on trace la courbe cumulative des résidus, on obtient une représentation plus exacte en remplaçant l'échelle linéaire des pour-cent par une échelle des probabilités. Le lieu ainsi obtenu est une droite dans la plupart des cas (voir tableaux IV et V). On constate en effet que ce lieu est une droite pour les sables du type III, mais pour les sables des types I et II l'allure linéaire du lieu disparaît pour les gros grains et la courbure de la ligne va en s'accroissant lorsqu'on passe du type II au type I.

Les graphiques relatifs sont reproduits aux tableaux IV et V.

Pour les sables des types I et II, la partie linéaire de la courbe accuse un coefficient angulaire plus faible que celui du type III.

Cette observation traduit le fait que dans les sables des types I et II les pourcentages des grains fins sont relativement plus faibles, tandis que les pourcentages en gros grains croissent beaucoup plus rapidement.

B. — Morphoscopie.

L'analyse morphoscopique, de plusieurs échantillons a été faite sur les grains supérieurs à 0,208 mm. Ces grains sont ceux qui se prêtent le mieux à ce genre d'observation.

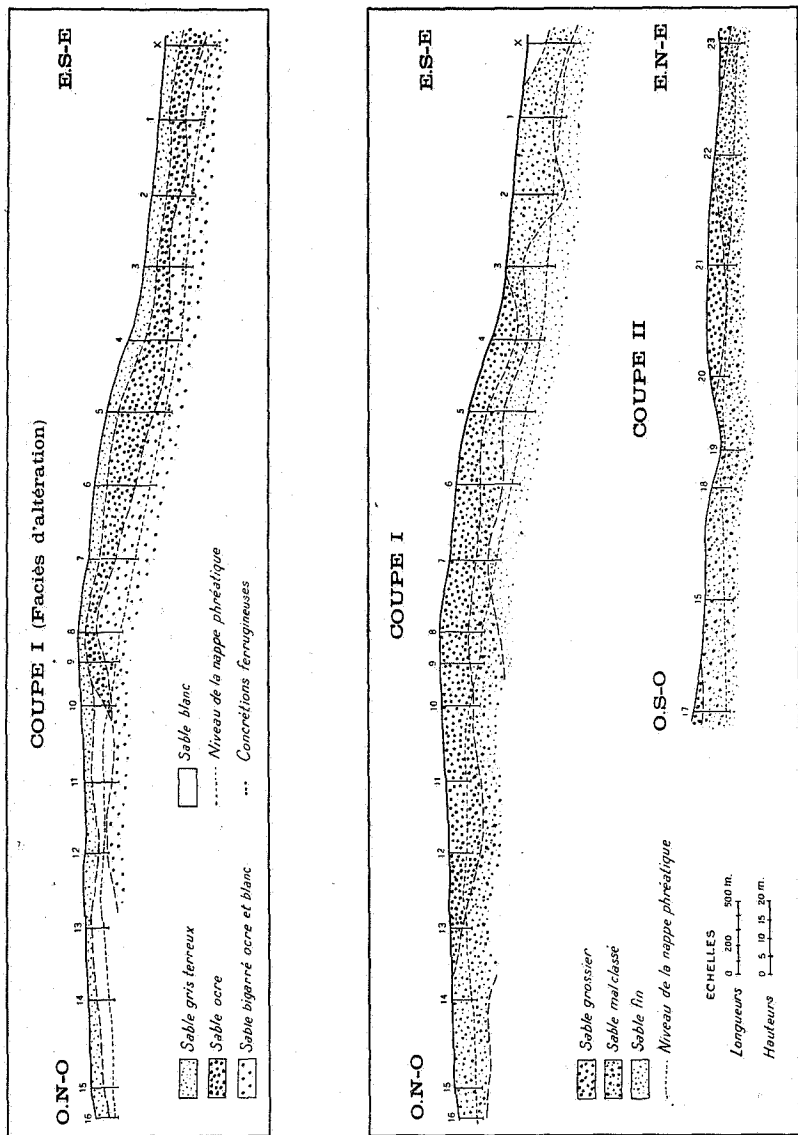


FIG. 2.

La plupart des grains sont du type « rond-mat » et montrent à l'évidence leur surface picotée. Plus rarement, et uniquement dans les résidus dont le grain est inférieur à 0,295 mm, on observe quelques grains du type « émoussé-luisant ».

Ces observations confirment celles faites dans les sables Kalahari du Congo occidental : ici, comme là, les « ronds-mats » sont en grande majorité ⁽⁵⁾.

C. — Les facies d'altération.

Les sables analysés ont des facies variables dus à la présence d'oxyde et d'hydroxyde de fer de teinte rougeâtre. C'est ainsi qu'on peut distinguer des sables blancs, des sables ocre et des sables bigarrés ocre et blancs.

A la partie supérieure, les sables prennent une teinte grisâtre.

Ces facies résultent de phénomènes d'altération dus à une dissolution des sels de fer. La distribution de ces facies est reproduite à la figure 2.

D. — L'hydrologie.

La nappe aquifère qu'on a atteinte aux différents puits est tracée sur les coupes I et II. C'est au niveau de cette nappe qu'on rencontre parfois, engagées dans le sable, des concrétions ferrugineuses rouge brunâtre. Ces concrétions, de la grosseur d'un pois, sont constituées de grains de sable agglomérés par un ciment très ferrugineux.

II. — INTERPRÉTATION DES RÉSULTATS.

A. — Stratigraphie des formations sableuses.

Nous avons figuré sur les coupes l'allure des différents types de sable. La coupe montre ainsi la succession suivante de haut en bas :

Sable *a* (relativement grossier);
Sable *b* (mal classé);
Sable *c* (sable fin).

Les limites entre ces différentes couches ne sont d'ailleurs pas absolues, les transitions de l'une à l'autre s'opérant d'une

(5) E. CLAEYS, ouvrage cité.

manière graduelle. Ces variations dans les sables, illustrées par les types différents d'histogrammes, correspondent à des variations dans les conditions de sédimentation. La succession des couches représentées dans les coupes I et II répond ainsi à la stratigraphie des sables.

Ces coupes montrent, d'autre part, que les différentes couches ne sont pas horizontales, mais dessinent une succession de petits mamelons.

B. — L'origine des sables.

La majorité des grains ronds-mats à surface picotée ne laissent pas de doute sur l'origine éolienne de ces sables.

Le dernier agent de sédimentation fut certainement le vent.

D'autre part, l'allure des couches en petits mamelons cadre bien avec la morphologie des pays désertiques, où les dunes de sable ont des profils semblables.

Enfin, comme beaucoup de sables désertiques, ces sables sont mal classés.

C. — Les changements dans les conditions de sédimentation.

Avec les sables *b* se produit un changement dans l'allure des histogrammes qui doit correspondre à une variation dans les conditions de sédimentation. Les effets se marquent de différentes manières :

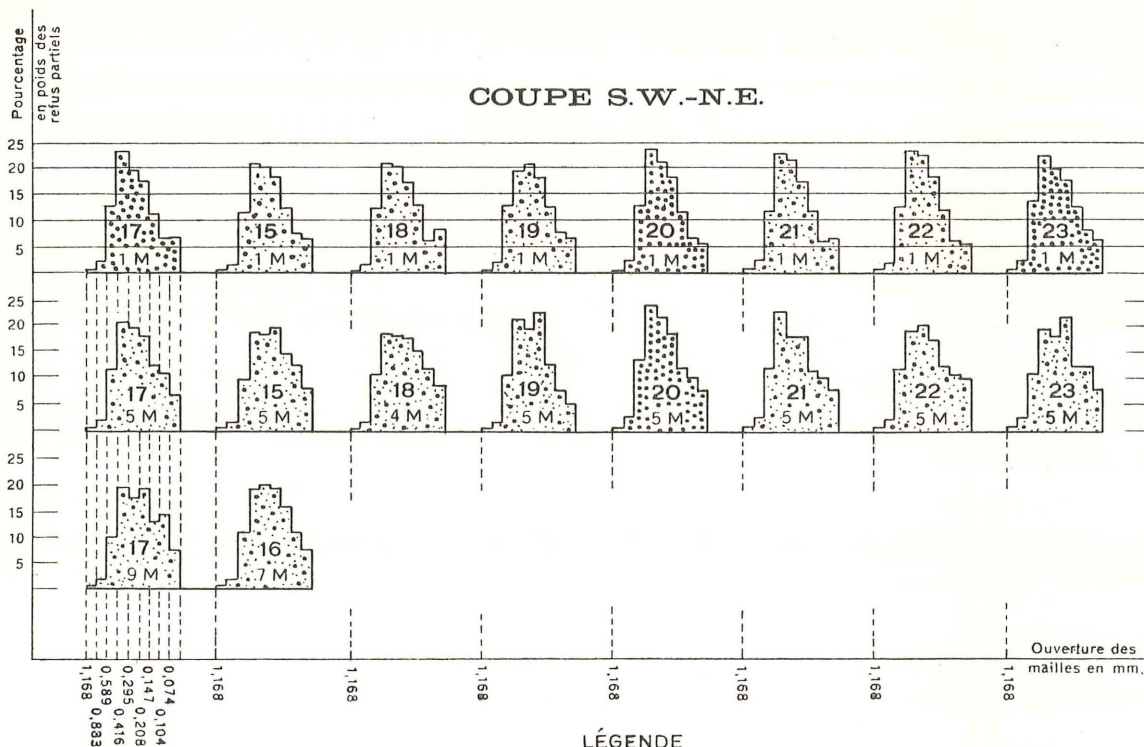
- 1° Le sable devient graduellement plus grossier;
- 2° L'indice de classement passe par un minimum;
- 3° L'asymétrie change de signe;
- 4° La courbe cumulative cesse d'être une droite.

Cette dernière observation retiendra plus particulièrement notre attention. A. Bietlot écrivait, au sujet de cette droite cumulative, les lignes suivantes ⁽⁶⁾ :

« ... Par conséquent, en utilisant pour le tracé de la courbe cumulative une échelle dite « de probabilité » (proportionnelle aux surfaces de la courbe de Gauss), les points se situeront sur une droite dont l'inclinaison dépendra du degré de classement du sédiment. C'est à peu près ce qu'on observe pratiquement pour les sables étudiés; on peut même ajouter que si l'on

(6) A. BIETLOT, ouvrage cité.

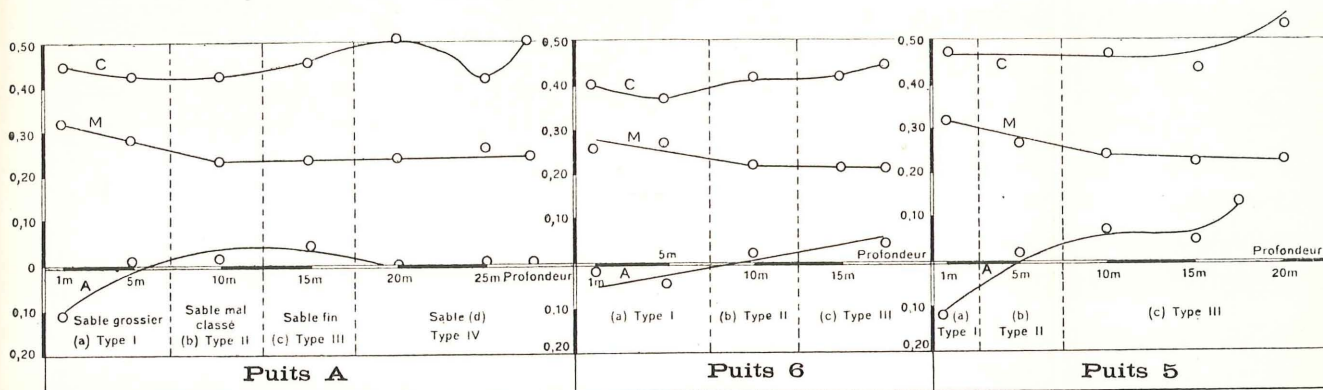
COUPE S.W.-N.E.



Sable grossier (type I)
 Sable mal classé (type II)
 17 Puits N°17 à 1 M de la surface
 1 M

TABLEAU II.

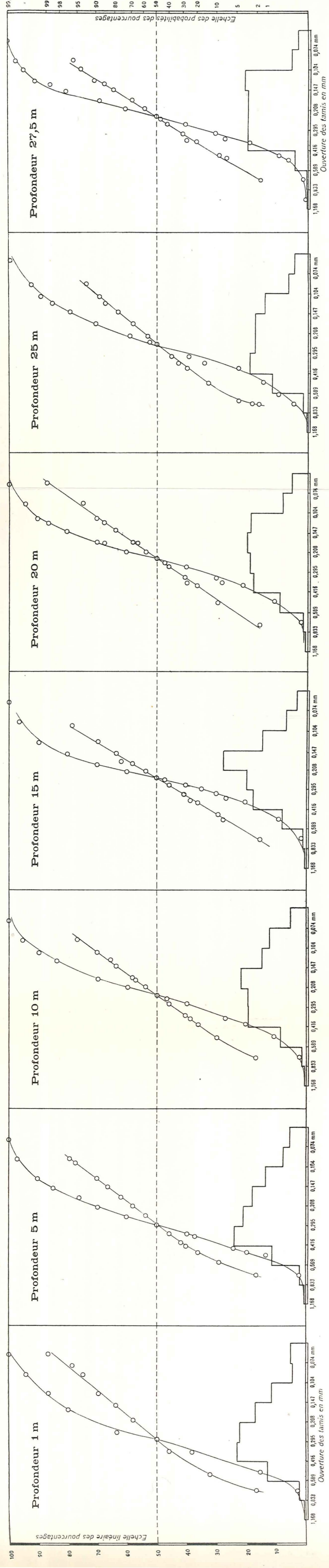
COURBES D'INDICES DES SABLES



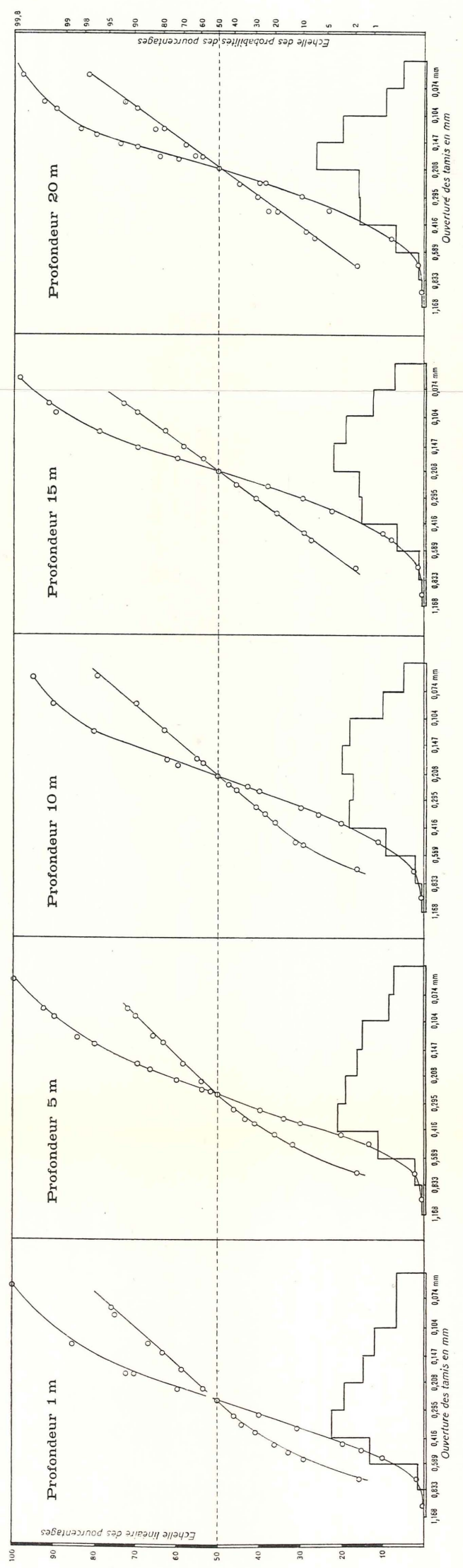
LÉGENDE : C=Indice de classement M=Grain moyen A=Indice d'asymétrie

TABLEAU III.

PUITS A COURBES CUMULATIVES DES RÉSIDUS



PUITS 6 COURBES CUMULATIVES DES RÉSIDUS



TABLEAUX IV et V.

n'obtient pas une droite parfaite, c'est que d'autres causes que des modifications « accidentelles » des conditions de dépôt sont intervenues; c'est l'étude de semblables diagrammes qui permettra de les faire ressortir. »

Un phénomène sélectif a donc joué lors du dépôt des sables supérieurs *b* et *a*. Nous allons tenter de préciser la nature de ce phénomène.

Remarquons d'abord que cette sélection va graduellement en s'affirmant vers les couches les plus récentes, avec comme conséquence une variation graduelle des histogrammes et des indices.

L'influence éolienne, d'autre part, fut continue d'un bout à l'autre de la sédimentation, comme en témoigne l'analyse morphoscopique.

Tout autre facteur que le vent ne semble donc pas avoir joué.

Les histogrammes accusent en outre une asymétrie de plus en plus négative. Or l'asymétrie est signalée par Miss Gripenberg comme un effet du remaniement d'un sédiment (7).

C'est à cette hypothèse de remaniement que nous nous rallions.

D'autres faits viennent d'ailleurs appuyer cette manière de voir.

Ces sables remaniés occupent les couches supérieures les plus récentes.

Le remaniement s'accroît progressivement, ce qui peut s'expliquer si l'on admet que les sables remaniés deviennent de plus en plus fréquents au fur et à mesure que les dépôts sont plus importants en bordure de l'aire de sédimentation.

Enfin le remaniement a joué dans un sens tel que les sables deviennent de plus en plus grossiers.

Cette dernière observation est trop isolée pour pouvoir émettre quelque hypothèse à ce sujet.

Notons enfin que le puits A, le plus profond, montre au-dessous des sables C des dépôts sableux d'un autre type. Il doit exister là encore une perturbation dans les conditions de dépôt, mais le peu de données ne permet pas de proposer une interprétation.

(7) STINA GRIPENBERG, A study of the sediments of the Nord Baltic and adjoining seas (*Fennia*, vol. 60, n° 3, 1934, p. 214).

D. — **La distribution des facies.**

Les coupes (fig. 2) montrent que les facies ne se superposent pas à la stratigraphie. On commettrait une erreur en établissant une échelle stratigraphique de ces formations basée sur la coloration des sables. Les facies sont uniquement dus à des phénomènes d'altération atmosphérique : dissolution, entraînement des sels de fer, oxydation, etc., tandis que la granulométrie répond bien aux conditions de la stratigraphie.

E. — **L'hydrologie.**

La nappe aquifère ne montre aucune relation avec la stratigraphie des sables ou les facies d'altération. Les sables, essentiellement perméables, ne montrent aucune couche imperméable qui pourrait arrêter les eaux.

Il est possible que le niveau imperméable coïncide avec une cuirasse de latérite à la base des couches sableuses. Les premières concrétions latéroidiques apparaissent d'ailleurs au niveau de la nappe. C'est, en toute hypothèse, une explication possible de l'existence de cette nappe.

Laboratoire de Géologie
du Service des Mines du Comité Spécial du Katanga.
Janvier 1950.

Les phénomènes radioactifs en géologie,

par E.-E. PICCIOTTO.

RÉSUMÉ. — *Les lois essentielles de la radioactivité sont rappelées très sommairement. Après une discussion de la notion de radioélément naturel et de l'importance de ces éléments en géologie, les principales applications de la radioactivité aux sciences géologiques sont passées en revue : évolution thermique du globe, mesures d'âge absolu, intervention des phénomènes radioactifs en minéralogie, pétrographie et géochimie, leur utilisation en géologie appliquée. Un dernier paragraphe cite quelques applications des méthodes radiogéologiques à des problèmes de physique et discute de l'immuabilité des constantes radioactives.*

CHAPITRE PREMIER.

1. LOIS DE LA DÉSINTÉGRATION RADIOACTIVE.

La radioactivité est une manifestation de l'instabilité de certains noyaux atomiques. A l'inverse des propriétés chimiques, c'est une propriété spécifique d'un isotope donné et non d'un élément chimique.

Un radioélément est défini par sa probabilité de désintégration et par le type de cette désintégration.

Loi de désintégration.

Si l'on considère un ensemble de N atomes, le nombre d'atomes qui se désintègrent à chaque instant est proportionnel au nombre d'atomes présents :

$$-dN/dt : \lambda N.$$

En intégrant, on a la loi fondamentale

$$N = N_0 e^{-\lambda t}$$

N : nombre d'atomes restant au temps t .

N_0 : nombre initial d'atomes.

La *constante radioactive* est le facteur λ . Cette grandeur est spécifique de chaque noyau atomique; elle représente la probabilité de désintégration d'un atome.

La *période* ou demi-vie T est le temps nécessaire pour qu'un nombre donné d'atomes soit réduit de moitié :

$$1/2 : e^{-\lambda T}, \text{ d'où } T : 0,69/\lambda.$$

Au bout d'un temps égal à 10 périodes, il ne reste plus qu'un millième environ de la quantité initiale d'atomes.

Lorsqu'on envisage des intervalles de temps très petits par rapport à la période, on peut supposer, en première approximation, que le nombre d'atomes qui se désintègrent est proportionnel au temps :

$$N : N_0 e^{-\lambda t} : N_0 (1 - \lambda t + \dots);$$

$$N_0 - N : N_0 \lambda t.$$

Les périodes des divers radioéléments naturels peuvent varier dans des limites extrêmement larges (de 10^{11} ans à 3.10^{-7} seconde environ).

Famille radioactive.

Une famille radioactive se forme lorsqu'un radioélément ne se transforme pas en un atome stable directement, mais par l'intermédiaire d'une série d'autres atomes radioactifs descendant les uns des autres.

Équilibre radioactif.

Lorsque l'élément initial d'une famille radioactive a une période beaucoup plus longue que ses descendants, il s'établit après un certain temps un état d'équilibre stationnaire (à condition qu'on n'enlève aucun des descendants au fur et à mesure de sa formation).

Dans cet état d'équilibre, chaque atome qui se désintègre est remplacé par le produit de la désintégration de l'atome qui précède dans la famille. Tous les membres de la famille semblent se désintégrer à la même vitesse que l'atome initial.

Si ce dernier a une période très longue à l'équilibre, les quantités de chacun des membres de la famille restent pratiquement constantes. Les nombres d'atomes de chacun des descendants sont entre eux comme les périodes.

Seuls varient le premier membre de la famille, qui diminue, et le dernier (stable), qui augmente.

Cette notion d'équilibre radioactif est très importante dans les applications géologiques.

2. TYPES DE DÉSINTÉGRATION RADIOACTIVE.**Unité d'énergie.**

L'unité d'énergie habituellement utilisée en physique nucléaire est l'*électron-volt* (ev) : C'est l'énergie nécessaire pour faire parcourir à un électron la différence de potentiel de 1 volt :

$$\begin{aligned} 1 \text{ ev} &= 1,602 \cdot 10^{-12} \text{ erg} = 1,602 \cdot 10^{-19} \text{ joule,} \\ &= 3,828 \cdot 10^{-20} \text{ calorie.} \end{aligned}$$

Les énergies de désintégration radioactive se comptent généralement en millions d'électrons-volts (1 Mev = 10^6 ev).

Types de radioactivité et rayonnements associés.

Un noyau instable peut se transformer spontanément en un autre par les processus connus suivants :

- a) émission de particules α ;

- b) émission d'électrons négatifs (radioactivité β^-);
- c) émission de positrons (radioactivité β^+);
- d) capture électronique (capture K);
- e) transition isométrique;
- f) fission spontanée.

Ces processus se manifestent par les rayonnements nucléaires suivants :

Rayonnement α = noyaux d'hélium;

Rayonnement β^- = électrons éjectés du noyau;

Rayonnement β^+ = positrons éjectés du noyau;

Rayonnement γ = rayonnement électromagnétique de très haute fréquence émis par le noyau lors de son passage d'un état excité à un état d'énergie plus bas.

Il faut encore ajouter l'émission de neutrons lors de la fission spontanée.

Une même espèce nucléaire peut se désintégrer suivant deux processus différents. On dit dans ce cas qu'il y a un embranchement dans la filiation radioactive.

Le *rapport d'embranchement* est le pourcentage d'atomes se désintégrant suivant l'un ou l'autre des deux processus.

Radioactivité α .

Les particules α sont des noyaux d'hélium (masse 4 et charge 2).

Spectre d'énergie. — Les particules α d'un noyau donné sont généralement toutes éjectées à la même vitesse. Plus rarement elles sont distribuées en groupes d'énergies très voisines. Par exemple les α émis par le Radium sont distribués en deux groupes dont les énergies sont : 4,795 Mev, 4,612 Mev.

Les énergies des α radioactifs naturels varient de 2 Mev (Sm) à 8,8 Mev (Th C').

Loi de Geiger-Nutall. — Cette loi établit une relation entre la constante radioactive d'un émetteur α et l'énergie ou le parcours des α :

$$\log E = a + b \log \lambda.$$

E : énergie de l' α ;

b : constante identique pour tous les radioéléments;

a : constante caractéristique des membres d'une même famille.

On peut admettre en première approximation que le parcours d'un α radioactif dans la matière est proportionnel à son énergie. Si R est le parcours, on peut écrire une relation de la forme

$$\log R = a' + b' \log \lambda.$$

Parcours. — Le parcours des α dans la matière est très faible relativement à ceux des rayons β et γ . Dans l'air, le parcours varie de 4,3 cm (samarium) à 8,52 cm (thorium C').

Dans les corps solides, le parcours est de l'ordre de quelques centièmes de mm.

L'émission de particules α peut être accompagnée de rayons γ .

Radioactivité β^- .

Le rayonnement β^- est formé d'électrons émis par le noyau.

Spectre d'énergie. — A l'inverse des particules α , les électrons β sont émis avec des énergies variables s'étendant sur un spectre continu depuis 0 jusqu'à une valeur maximum caractéristique de chaque élément. L'énergie moyenne par électron vaut environ le tiers de l'énergie maximum.

On peut trouver, superposées à ce spectre continu, quelques lignes correspondant à des groupes d'électrons d'énergie définie; ces électrons ne sont pas issus du noyau, mais sont éjectés de la couronne électronique de l'atome sous l'action des rayons γ . On les appelle *électrons de conversion interne*.

L'énergie maximum du spectre β varie dans de très larges limites pour les divers radioéléments naturels: de moins de 0,01 Mev à plus de 3 Mev.

Parcours. — A énergie égale, le rayonnement β est environ 100 fois plus pénétrant que le rayonnement α . Les β de 1 Mev traversent quelques mètres d'air et quelques mm d'Aluminium.

L'émission β^- peut être accompagnée de rayonnement γ .

Radioactivité β^+ .

La désintégration β^+ se produit avec émission de positrons (électrons positifs) de charge + 1 et de masse égale à celle de l'électron.

La désintégration β^+ a des caractères très semblables à la désintégration β^- . Comme elle n'est connue que dans les radioisotopes artificiels, elle ne nous intéresse pas ici.

Capture K.

Un autre moyen pour un noyau instable de se transformer est de capturer un électron extérieur. Cette capture se fait le plus souvent aux dépens de la couche électronique la plus proche du noyau : la couche K (d'où son nom).

Potassium et Lutécium. — Certains noyaux instables peuvent se désintégrer à la fois par les deux processus : capture K et émission β^- .

Deux radioéléments naturels sont dans ce cas : le Potassium 40 et le Lutécium 176.

La majeure partie des atomes de K^{40} est transformée en Calcium 40 par désintégration β^- , le reste en Argon 40 par capture K. Cette formation d'Argon à partir du Potassium pose d'intéressants problèmes géochimiques et géochronologiques.

Transition isométrique.

La transition isométrique est le passage d'un état excité à un état plus stable d'un même noyau; elle se manifeste par l'émission de γ ou d'électrons de conversion. Ce processus n'offre d'intérêt que dans l'étude des radio-isotopes artificiels.

Fission spontanée.

Le phénomène de fission nucléaire, consistant en la rupture d'un noyau en deux parties plus ou moins égales, a été observé la première fois en bombardant de l'uranium avec des neutrons. La fission peut se produire spontanément, mais avec une probabilité très faible.

Pour l'U, la constante de désintégration pour la fission spontanée serait d'environ $\lambda = 2.10^{-24} \text{ sec}^{-1}$, ce qui correspondrait à une période de 10^{16} ans. La période pour la désintégration α est de $4,5.10^9$ ans.

Malgré le fait que chaque fission libère environ 200 Mev, alors que l' α de U^{238} est émis avec une énergie de 4,2 Mev, le phénomène de fission spontanée semble se produire trop rarement pour qu'on puisse lui attribuer un certain rôle dans l'évolution géologique.

3. LES RADIOÉLÉMENTS NATURELS.

On entend évidemment par radioéléments naturels ceux qui se trouvent dans la nature, par opposition aux radioéléments artificiels, qui sont fabriqués au laboratoire par des réactions nucléaires.

A première vue, on devrait s'attendre à trouver dans la nature uniquement des radioéléments à vie très longue (par rapport aux périodes géologiques) pouvant être en équilibre avec des descendants à vie courte.

Les radioéléments isolés à vie courte ainsi que les descendants à vie courte séparés de leurs parents ne peuvent subsister à l'échelle géologique.

Pour fixer les idées, un radioélément de période $T = 100.000$ ans est réduit à un millième de sa quantité initiale au bout de un million d'années, qui est à peine le temps écoulé depuis la fin du Tertiaire (p. 38).

Il existe pourtant des radioéléments « naturels » à vie courte, formés en dehors de l'intervention de l'homme.

Les éléments naturels sont soumis à un bombardement corpusculaire et γ provenant de deux sources :

a) le rayonnement cosmique qui bombarde l'atmosphère et une partie très superficielle de la croûte terrestre de toutes les particules connues et inconnues douées d'énergies encore jamais atteintes dans les laboratoires;

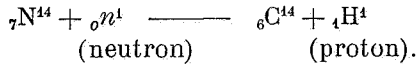
b) les radioéléments naturels distribués dans toute la croûte et vraisemblablement dans tout le globe terrestre émettent continuellement les divers types de rayonnement décrits plus haut.

Ces rayonnements peuvent, par réaction nucléaire avec les éléments naturels, donner naissance à des éléments radioactifs à période courte, mais se maintenant à une concentration constante pendant de longues durées. Il s'établit un état d'équilibre entre la création et la destruction de ces éléments, équilibre qui ne sera troublé que par les changements dans l'intensité du bombardement nucléaire ou les variations de concentration de l'élément transmuté.

Au lieu de créer des radioéléments, ces réactions nucléaires peuvent conduire à la création d'isotopes stables; il en résulte des variations locales dans la composition isotopique des éléments naturels.

Nous donnons deux exemples de pareils cas :

a) Le Carbone 14 est un radio-isotope artificiel du carbone; il est produit notamment par l'action des neutrons lents sur l'Azote 14 :



N^{14} est un isotope stable composant 99,6 % de l'azote naturel. C^{14} se désintègre par émission β^{-} avec une période d'environ 6.000 ans.

Sous l'action des neutrons cosmiques sur l'azote atmosphérique, une certaine quantité de C^{14} se forme dans l'atmosphère et passe à l'état de CO^2 . La proportion de C^{14} dans le CO^2 atmosphérique reste à peu près constante; elle est extrêmement faible.

Ce CO^2 radioactif entre dans les cycles biologiques et le C^{14} se retrouve dans tout le carbone d'origine organique, notamment dans les végétaux. Lorsque ces végétaux meurent et qu'ils sont soustraits à l'action des rayons cosmiques, par exemple en étant enfouis à une certaine profondeur dans le sol ou dans l'eau, le C^{14} n'est plus renouvelé et décroît avec sa période, qui est très courte à l'échelle géologique.

La concentration résiduelle en C^{14} dans le carbone devient une fonction du temps écoulé depuis que la matière organique a été soustraite à l'action des rayons cosmiques.

On peut donc imaginer une méthode de détermination d'âge absolu pour les périodes historique et préhistorique basées sur le C^{14} .

Cette méthode a été développée et appliquée avec succès par LIBBY, ANDERSON et ARNOLD (1949).

b) Sous l'action des rayons α , le Beryllium 9 se transforme en Carbone 12 en émettant un neutron. Les neutrons ont une très grande réactivité nucléaire et peuvent produire des isotopes stables ou radioactifs à partir d'un grand nombre d'éléments.

Hevesy [cité par PANETH (1937)] cite le cas suivant :

La gadolinite contient entre autres éléments : U, Th, Be, Gd. Les α de U, Th et leurs descendants agissent sur les noyaux de Be^9 (qui forme 100 % du Be naturel) et provoquent l'émission de neutrons. Le gadolinium a un très grand pouvoir d'absorption pour les neutrons lents et voit sa composition isotopique changer lentement au cours du temps par enrichissement en isotopes lourds (p. 49).

En conclusion, nous avons à considérer deux types de radioéléments naturels :

1. Les radioéléments à longue période et leurs descendants, formés à une époque cosmique antérieure à la genèse du globe terrestre. Ils se sont conservés jusqu'à nous grâce à leur vie très longue. Leur vitesse de disparition est constante partout et ne dépend pas des conditions extérieures.

Ce sont ces éléments que l'on comprend habituellement sous le nom de radioéléments *naturels*. Ce sont de loin les plus importants par leurs effets dans l'évolution géologique. Ce sont les seuls que nous considérerons ici.

2. Les radioéléments formés par réaction nucléaire naturelle.

Leur proportion isotopique est très variable et dépend essentiellement des conditions extérieures.

Ils sont en voie de formation constante encore actuellement.

Au point de vue du dégagement d'énergie par radioactivité, ces éléments ont certainement une influence mineure. Mais l'étude de ces réactions nucléaires, qui est à peine ébauchée, pourrait conduire à des résultats du plus haut intérêt en géochimie, géochronologie et autres problèmes connexes (p. 49).

Liste des radioéléments naturels.

Les radioéléments naturels peuvent se classer en deux groupes :

- a) les membres des trois familles radioactives;
- b) les éléments indépendants.

a) *Les trois familles radioactives naturelles.*

Les trois familles radioactives comprennent 42 isotopes appartenant à 12 éléments chimiques, tous dans les deux dernières lignes du tableau périodique :

Ce sont les éléments suivants : 81-Tl, 82-Pb, 83-Bi, 84-Po, 85-At, 86-Rn, 87-Fr, 88-Ra, 89-Ac, 90-Th, 91-Pa, 92-U.

Les trois familles radioactives naturelles sont :

Famille de l'Uranium.

Tête de famille : ${}_{92}\text{U}^{238}$ (UI) · T : 4,51.10⁹ ans.

Isotope final stable : ${}_{82}\text{Pb}^{206}$ (Ra G).

Intermédiaire important : Radium

*Famille de l'Actinium.*Tête de famille : ${}_{92}\text{U}^{235}$ (AcU) · T : 7.10^8 ans.Isotope final stable : ${}_{82}\text{Pb}^{207}$ (Ac D).

Intermédiaires importants : Protactinium, Actinium.

*Famille du Thorium.*Tête de famille : ${}_{90}\text{Th}^{232}$ (Th) · $1,39.10^{10}$ ans.Isotope final stable : ${}_{82}\text{Pb}^{208}$ (Th D).

Pour plus de détails sur les trois familles radioactives, nous renvoyons aux tables et publications suivantes :

SEABORG et PERLMAN (1948);

JOLIOT-CURIE (1946);

FEATHER (1949);

MATTAUCH of FLAMMERSFELD (1949).

b) *Les radioéléments indépendants.*

A côté des membres des trois familles, on connaît avec certitude 4 radioéléments indépendants à période très longue, dont les propriétés ne sont pas toutes connues avec précision :

	Désintégration.	Période.	Abondance isotopique.	Produit stable de désintégration.
	—	—	—	—
K^{40}	β^- , capt. K.	$4,5.10^8$ ans.	0,012 %	Ca^{40} , A^{40}
Rb^{87}	β^-	$6,0.10^{10}$ "	27,2 %	Sr^{87}
Sm^{148}	α	$2,5.10^{11}$ "	26,2 %	Nd^{148}
Lu^{176}	β^- , capt. K.	$2,4.10^{10}$ "	2 5 %	Hf^{176} , Yb^{176}

Il faut sans doute ajouter à cette liste le Rhénium 187, qui, par émission β^- , se transformerait en Osmium 187 avec une période supérieure à 10^{12} ans.

CHAPITRE II.

LES PHÉNOMÈNES RADIOACTIFS EN GÉOLOGIE.

1. LES FACTEURS DE L'IMPORTANCE DES RADIOÉLÉMENTS EN GÉOLOGIE.

Les éléments radioactifs jouent un rôle important dans les phénomènes géologiques par trois propriétés caractéristiques de la radioactivité :

a) Le dégagement constant d'énergie d'origine nucléaire. Dans son interaction avec la matière, cette énergie est en fin de compte transformée en chaleur. Cette propriété intervient dans l'évolution et le bilan thermique du globe et les problèmes associés, tels que métamorphisme régional, mouvements orogéniques et volcanisme.

b) L'immuabilité de la constante radioactive par rapport au temps et aux conditions extérieures, ce qui permet l'usage des phénomènes radioactifs pour dater d'une façon absolue les phénomènes géologiques.

c) L'extraordinaire sensibilité des méthodes de détection de la radioactivité, qui permet de suivre la migration et la répartition des radioéléments pour ainsi dire à l'échelle atomique.

Les radioéléments géologiquement importants.

Comme nous l'avons vu plus haut, les radioéléments susceptibles de jouer un rôle dans l'évolution géologique sont ceux à vie longue par rapport aux périodes géologiques. Si nous admettons un âge de 2 à 3 milliards d'années pour la formation du globe (voir p. 38), les radioéléments de période inférieure à $2 \cdot 10^8$ années sont réduits actuellement à 1/1000 de leur quantité initiale. Ils pourraient être encore décelables à condition d'avoir été très abondants à l'origine.

Les radioéléments de période supérieure à 10^8 ans sont :

Les éléments isolés

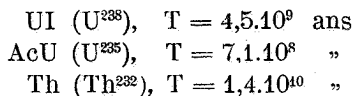
K^{40} , $T = 4 \cdot 10^8$ ans

Rb^{87} , $T = 6 \cdot 10^{10}$ "

Sm^{152} , $T = 2 \cdot 10^{11}$ "

Lu^{176} , $T = 2 \cdot 10^{10}$ "

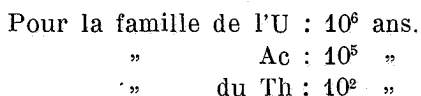
Les trois têtes de famille :



Deux remarques sur l'occurrence des radioéléments :

a) Des radioéléments à vie courte, tels que le radium, le radiothorium, etc., existent dans la nature actuelle, mais leur répartition est conditionnée par celle de leurs parents à vie longue. Ce sont les propriétés de l'U et non celles du Ra qui rendent compte de la distribution du Ra (sauf si l'on se place à une échelle de temps très courte et qu'on étudie des phénomènes *actuels* d'un âge inférieur à 1 million d'années).

Rappelons que les temps nécessaires pour atteindre l'équilibre radioactif avec tous les descendants sont approximativement :



b) Les deux familles de l'Uranium et de l'Actinium dérivent de deux espèces nucléaires qui sont *isotopes* : U^{238} et U^{235} .

Ces deux isotopes sont toujours associés dans un même rapport et tous leurs descendants le seront donc aussi.

Actuellement, la proportion de U^{235} est de 0,72 % dans le mélange isotopique naturel; la période de U^{235} étant environ 6 fois plus courte que celle de U^{238} , cette proportion diminue constamment au cours du temps.

La distribution de l'U régit donc non seulement celle de tous les membres de la famille de l'U, mais aussi celle de la famille de l'Ac.

Conclusions.

Aux points de vue géologique et géochimique, l'évolution et la répartition de tous les radioéléments appartenant aux trois familles radioactives naturelles dépendent uniquement de l'évolution et de la répartition des deux éléments chimiques : l'*Uranium* et le *Thorium*.

Les seules exceptions à cette règle se rapportent à l'étude des phénomènes actuels (moins d'un million d'années).

En dehors des trois familles, seul le Potassium est susceptible de jouer un rôle d'une importance générale en radiogéologie. Les autres sont à la fois trop rares et d'une activité trop faible.

Au point de vue du dégagement d'énergie dans la croûte terrestre, on peut estimer très grossièrement comme suit l'importance relative des divers radioéléments :

U : 100	Sm : 0,1
Th : 100	Rb : 0,1
K : 5	Lu : 0,002

2. L'ÉVOLUTION THERMIQUE DU GLOBE.

L'énergie de désintégration radioactive étant entièrement convertie en chaleur au sein du globe terrestre, on peut calculer les données suivantes :

La chaleur dégagée par an par 1 gr en équilibre avec ses descendants est de

0,72	calories pour l'U (y compris la famille de l'Ac).
0,20	" " le Th (<i>Bullard</i> 1942).
22.10 ⁻⁶	" " le K (<i>Gräf</i> 1948).

Suivant les premiers travaux de Strutt, Joly, Holmes ..., les mesures de radioactivité ont démontré la présence universelle des radioéléments dans les roches à une concentration faible, il est vrai, mais suffisante pour produire des effets thermiques très importants à l'échelle géologique.

Il est impossible de passer en revue ici les travaux traitant de l'évolution thermique du globe. On trouvera la bibliographie du sujet, par exemple dans WILLIS 1932, SLICHTER 1941, URRY 1949.

Les faits essentiels semblent être les suivants :

a) En admettant dans tout le globe terrestre une concentration des radioéléments du même ordre de grandeur que les concentrations mesurées dans les roches de la croûte, la chaleur dégagée par radioactivité serait de loin supérieure à la chaleur perdue par rayonnement. Il faut donc admettre, ou bien :

1. Que le bilan thermique du globe est positif. L'excédent de chaleur peut modifier la température interne ou être absorbée dans des réactions endothermiques.

2. Que les éléments sont concentrés dans une couche très superficielle du globe et que leur concentration est presque nulle en profondeur. Cette vue est confirmée par la décroissance de la radioactivité en passant des roches acides aux roches basiques.

Le problème est difficile à traiter, vu le manque d'information sur les températures profondes; il n'existe pas encore de solution certaine.

b) La radioactivité est une source d'énergie importante pouvant, si pas expliquer, du moins intervenir d'une façon encore mal définie dans un grand nombre de phénomènes géologiques : mouvements orogéniques, volcanisme, intrusions magmatiques, métamorphisme régional.

c) Le dégagement de chaleur dû à la radioactivité était plus intense dans le passé et va en décroissant. Il y a 3 milliards d'années, on peut estimer que le dégagement de chaleur radioactive était de 50 % supérieur au dégagement actuel.

Ce problème a été traité récemment par Urry et Comenetz (URRY 1949).

Il peut avoir une grande importance dans l'interprétation du métamorphisme intense et général des formations précambriennes.

3. LES DÉTERMINATIONS D'ÂGE ABSOLU.

La radioactivité est actuellement le seul phénomène qui soit capable de nous renseigner sur l'âge absolu des formations de toutes les périodes géologiques.

L'hypothèse de base de la méthode est la constance de la période des radioéléments à travers les temps géologiques; nous discuterons plus loin la validité de cette hypothèse (p. 60).

On appelle « âge » d'un minéral le nombre d'années écoulées depuis sa formation. L'âge d'une roche est le nombre d'années qui se sont écoulées depuis le moment où se sont rassemblés les divers minéraux composant cette roche.

On peut considérer que les roches magmatiques et les filons associés ont le même âge que les *minéraux primaires* qui les composent. C'est donc ce type de roche qui se prête le mieux aux mesures d'âge absolu.

Les roches sédimentaires et les roches métamorphiques n'ont pas le même âge que tous leurs minéraux. Vu l'histoire souvent complexe de ces derniers il est généralement impossible de déterminer l'âge des minéraux et l'âge de la sédimentation ou du métamorphisme. On doit se contenter de dater ces deux types de roches *relativement* par rapport aux roches magmatiques et filoniennes, par les méthodes classiques de la géologie.

WICKMAN (1948) a néanmoins suggéré une méthode de mesure d'âge de certains sédiments marins basée sur la composition isotopique du Sr ou du Pb.

Principe des mesures d'âge.

Si un minéral renferme un radioélément A ayant comme produit final de désintégration l'isotope stable B, le rapport des concentrations B/A est une fonction de la période de A et de l'âge du minéral.

La mesure de l'âge absolu d'un minéral n'est possible que si les 4 conditions suivantes sont remplies (GOODMAN et EVANS 1941) :

1. Il faut connaître avec précision la période de l'élément A.
2. Il faut pouvoir mesurer exactement les concentrations de A et B.
3. Il faut que l'isotope B provienne entièrement de la désintégration de A et non d'une source extérieure.
4. Il ne faut pas qu'un processus quelconque ait permis l'addition ou la soustraction d'une partie de B, de A ou de ses descendants, depuis la cristallisation du minéral.

Les méthodes possibles.

On peut imaginer une méthode de détermination d'âge absolu à partir de chacun des radioéléments naturels, mais en pratique on est limité par l'impossibilité de remplir une ou plusieurs des conditions ci-dessus.

Le *potassium* serait le plus intéressant, vu son abondance et sa présence dans les roches les plus diverses. Il présente malheureusement divers inconvénients pratiques :

Sa période est mal connue, ainsi que le rapport d'embranchement pour la désintégration β et la capture K.

Son produit de désintégration β : le Ca^{40} , est aussi répandu que lui et dans les mêmes types de roches, ce qui rend très difficile la distinction entre le Ca^{40} formé à partir de K et celui qui était normalement présent lors de la formation du minéral.

Le produit de la capture K : l'Argon 40, a le désavantage d'être un gaz inerte et de pouvoir s'échapper facilement des minéraux dans lesquels il a été produit.

Le *Rubidium* est répandu dans des minéraux communs tels que microcline, micas... Une méthode de mesure d'âge basée sur le rapport $\text{Sr}^{87}/\text{Rb}^{87}$ a été mise au point par HAHN et collabora-

teurs (1934) et développée avec des résultats pleins de promesses par AHRENS (1949); elle pose des problèmes difficiles d'analyse chimique.

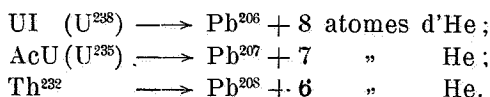
Le *Samarium* et son produit de désintégration : le Néodyme, sont tous deux des terres rares. Ils sont toujours étroitement associés et il est à craindre qu'on pourra difficilement distinguer entre le Néodyme provenant du Sm et celui qui était déjà présent lors de la cristallisation du minéral.

Cette méthode mériterait néanmoins qu'on s'y intéressât, vu la large distribution des minéraux de terres rares.

Le *Lutécium* présente les mêmes inconvénients que le Sm.

Les trois familles radioactives ont, jusqu'à présent, fourni tous les résultats importants. Plusieurs méthodes sont possibles à partir de U et Th :

Les trois familles ont comme produits de désintégration stables un isotope du Pb et l'Hélium (émis sous forme de particules α):



En se souvenant que AcU et U sont deux isotopes toujours associés dans les mêmes proportions, on peut imaginer trois méthodes :

1. La méthode au Plomb se base sur les rapports de concentration

$$\frac{\text{Pb}}{\text{U} + \text{Th}}$$

ou mieux

$$\frac{\text{Pb}^{206}}{\text{U}^{238}} \quad \frac{\text{Pb}^{207}}{\text{U}^{235}} \quad \frac{\text{Pb}^{208}}{\text{Th}^{232}}$$

2. La méthode à l'He se base sur les rapports

$$\text{He/U} \quad \text{He/Th.}$$

3. La méthode des rapports isotopiques du Plomb est basée sur le fait que U^{238} et U^{235} , ayant des périodes différentes, le rapport de leurs produits de désintégration : $\text{Pb}^{206}/\text{Pb}^{207}$, dépend de l'âge du minéral.

Les applications et les techniques de ces méthodes sortent du cadre de ce travail; on trouvera un grand nombre de renseigne-

ments et de références bibliographiques dans HOLMES 1937, HOLMES 1947, GOODMAN et EVANS 1941 et les « Report of the Committee on the measurement of geologic time » (National Research Council-Washington).

1. *Méthode au Plomb.* — La méthode au Plomb n'est applicable qu'aux *minerais* d'Uranium ou de Thorium dans lesquels le Pb d'origine radioactive a pu s'accumuler en quantité notable. Dans les autres minéraux, la proportion de Pb d'origine non radioactive est trop grande par rapport au Pb radiogénique. (WICKMAN 1943 a suggéré une extension de la méthode au Pb aux roches ordinaires.)

Pour être certain que tout le Pb du minéral étudié soit bien d'origine radioactive, il faut en faire l'analyse isotopique; le Pb ordinaire contient 4 isotopes : 204 (1,5 %), 206, 207, 208. La présence de Pb²⁰⁴ indique donc la contamination par du Pb non radiogénique et permet d'évaluer cette contamination.

La méthode au Pb est sujette à diverses causes d'erreurs :

Perte de Pb par entraînement sélectif;

Perte de Radon par diffusion gazeuse, entraînant une perte de Pb;

Perte d'U par altération et entraînement sélectif;

Contamination par du Pb non radiogénique.

Les minéraux fortement radioactifs sont particulièrement exposés à ces erreurs, car ils sont rendus très altérables par la dislocation du réseau cristallin due à la radioactivité.

2. *Méthode des rapports isotopiques du Pb.* — Cette méthode est applicable dans les mêmes cas que la méthode au Pb et en est un contrôle très efficace.

Il est facile de voir que si l'application de la méthode au Pb a été faussée par une des causes d'erreur que nous venons de citer, les résultats de la méthode isotopique ne peuvent coïncider avec ceux de la méthode au Pb.

Les seuls résultats vraiment sûrs actuellement sont basés sur l'emploi simultané et la concordance des deux méthodes. Les résultats de ce genre sont malheureusement encore peu nombreux : on ne connaît guère plus d'une douzaine de minéraux analysés avec tous les soins désirables par les deux méthodes et sur ceux-là moins de la moitié ont donné des résultats concordants à 10 %; par malheur, ces derniers sont les uns précam-

briens et les autres d'une position stratigraphique mal définie. (GOODMAN et EVANS. 1941, NIER, THOMPSON et MURPHEY, 1948.)

Les données actuellement sûres permettent de définir dans ses grandes lignes l'échelle absolue des temps géologiques :

Début du <i>Quaternaire</i>	1 million d'années
Début du <i>Tertiaire</i>	70 millions d'années
Début du <i>Secondaire</i>	190 millions d'années
Début du <i>Primaire</i>	500 millions d'années
Début du <i>Précambrien</i>	2.000 millions d'années

Formation de la croûte terrestre : 3,3 milliards d'années (d'après les variations des rapports isotopiques du Pb-HOLMES 1949).

Les plus anciens minéraux connus sont des Uraninites de Carélie soviétique : 1.765 millions d'années, et des Uraninites du Manitoba (Canada) : 1.985 millions d'années. (HOLMES 1948.)

3. *Méthode à l'Hélium*. — La méthode à l'He, basée sur le rapport He/U + Th, est d'un grand intérêt, car elle est applicable en principe à toutes les roches éruptives, donc d'une application beaucoup plus large que la méthode au Pb. Elle est inapplicable aux minéraux riches en U et Th, car la pression interne de l'He dans ces minéraux est si grande qu'il se produit des fuites d'He très importantes faussant complètement les résultats.

La méthode à l'He est d'application délicate; elle nécessite des dosages de U et Th à des concentrations très basses (10^{-6}) et des déterminations de volume d'He de l'ordre de 10^{-5} à 10^{-4} cc.

Grâce aux travaux de Paneth, Dubey et Holmes, Urry, Evans, Goodman, Keevil et d'autres, les techniques de dosage de U, Th et He ont atteint la précision suffisante.

Néanmoins, les résultats de la méthode à l'He ne sont pas satisfaisants dans l'ensemble : l'échelle des temps géologiques par la méthode à l'He ne coïncide pas avec l'échelle de la méthode au Pb : les âges sont généralement trop jeunes; les résultats relatifs sont quelquefois en désaccord manifeste avec les évidences géologiques.

Le principal obstacle à l'utilisation de la méthode à l'He est la tendance de ce gaz à diffuser hors des roches. KEEVIL (1941) a montré que les discordances observées proviennent en majeure partie du fait que les divers minéraux des roches ont des pouvoirs de rétention de l'He très différents. Dans certains cas la présence d'He d'origine étrangère est indubitable.

Pour la bibliographie et les résultats de la méthode à l'He, nous renvoyons à GOODMAN et EVANS (1941) et aux travaux de KEEVIL et ses collaborateurs, à POLKANOV et HERLING (1946), HURLEY et GOODMAN (1941).

Tant au point de vue d'un traitement théorique du problème de la rétention de l'He (HERLING 1939, KEEVIL 1940) qu'au point de vue pratique, il est indispensable de savoir exactement comment sont distribués les radioéléments générateurs de l'He dans les roches. Cette distribution doit être connue à l'échelle microscopique.

Autres méthodes basées sur la radioactivité.

Méthode à l'oxygène. — Cette méthode est applicable aux uraninites (oxyde d'uranium cristallisé). Elle est basée sur la théorie d'ELLSWORTH (1925), suivant laquelle l'U de l'uraninite est, au moment de la formation de ce minéral, entièrement sous la forme de UO^2 ; au fur et à mesure de la désintégration de l'U, de l'O est libéré, dont une partie seulement est recaptée par le Pb final pour former PbO ; l'autre partie sert à oxyder l' UO^2 restant pour le transformer en UO^3 .

Le rapport UO^3/UO^2 est donc une fonction de l'âge du minéral.

Cette méthode a fait l'objet d'une étude approfondie de KHLOPIN (1938) sur diverses uraninites. Les résultats sont intéressants, quoique moins concordants et donnant systématiquement des âges plus anciens que la méthode au Pb appliquée aux mêmes échantillons.

Halos pléochroïques. — Depuis la découverte par Joly que les halos pléochroïques entourant certaines inclusions microscopiques dans les minéraux ferro-magnésiens sont dus à la radioactivité α de ces inclusions, de nombreuses études ont été faites sur ce sujet, notamment par MÜGGE et, plus récemment, par HENDERSON et ses collaborateurs.

Dans les cas les plus favorables, on peut résoudre le halo en plusieurs anneaux concentriques correspondant aux parcours des diverses particules α émises par les radioéléments naturels.

On a pensé à deux méthodes de mesure d'âge par les halos.

1. *Méthode basée sur le noircissement du halo.* — Les expériences de laboratoire (HENDERSON et BATESON 1934) confirment que l'intensité de la coloration du halo est une fonction du nombre de particules α émises par l'inclusion. Connaissant la con-

centration en U et Th dans l'inclusion, on pourrait espérer évaluer l'âge du minéral contenant l'inclusion d'après l'intensité du halo.

Malheureusement, deux obstacles sérieux s'élèvent contre cette méthode :

a) La grande difficulté de mesurer la concentration en U et Th dans une inclusion microscopique dont l'activité est de l'ordre de quelques α par jour ou par mois.

b) La complexité de la fonction reliant le noircissement du halo au nombre de particules α . En effet, si dans les premiers stades de sa formation, l'intensité du halo peut être considérée comme proportionnelle à l'ionisation provoquée par les α , cet effet se ralentit peu à peu et finit même par s'inverser pour des expositions très intenses : le halo se décolore.

Il faut encore ajouter que les conditions extérieures, notamment la température, peuvent modifier complètement l'état du halo.

Actuellement, la nouvelle méthode photographique nous donne la possibilité de mesurer l'activité α d'une inclusion microscopique d'une activité de quelques α par mois. Cette possibilité est d'une grande importance dans l'observation quantitative des halos et justifierait un sérieux effort pour lever le second obstacle. En combinant les expériences de halos artificiels avec les observations de halos naturels, il serait peut-être possible de définir exactement l'évolution d'un halo en fonction du nombre de particules α , ce qui permettrait une mesure directe de l'âge.

2. *Méthode basée sur la comparaison des anneaux de l'U et de l'Ac.* — Vu les difficultés de la méthode précédente, HENDERSON (1933) a mis au point une autre méthode qui est indépendante de l'activité de l'inclusion centrale; elle est basée, comme la méthode des rapports isotopiques du Pb, sur la différence de période de U^{238} et U^{235} :

Dans certains cas très favorables, Henderson a pu mettre en évidence, dans des halos dus à la famille de l'U, un anneau correspondant à un membre de la famille de l'Ac. Puisque le rapport des concentrations des 2 familles a varié au cours du temps, suivant une loi connue, le rapport des intensités des anneaux de l'U et de ceux de l'Ac est une fonction du temps.

On conçoit qu'une telle méthode ne soit applicable qu'à des cas très rares et soit sujette à de nombreuses causes d'erreur. Nous ne connaissons que trois mesures de ce genre effectuées par HENDERSON (1934) sur des biotites. L'un des échantillons avait été daté par la méthode au Pb; les résultats sont :

Méthode au Pb	1.070 millions d'années
Halo	960 millions d'années

(résultat corrigé par GOODMAN et EVANS 1941).

Avantages de la méthode des halos. — La méthode des halos pléochroïques mériterait d'être étudiée plus activement, car elle offre, au point de vue géologique, de grands avantages :

a) Les inclusions à halos pléochroïques sont universellement répandues.

b) Cette méthode n'est pas soumise aux dangers de perte ou de contamination; par contre, elle est plus sensible que les autres méthodes aux variations des conditions physiques.

c) La méthode des halos ne se limiterait pas à pouvoir dater une intrusion magmatique, comme les autres méthodes, mais elle permettrait de dater des minéraux formés par métamorphisme, ce qui élargirait considérablement son champ d'application.

Âge des phénomènes géologiques récents.

L'équilibre radioactif de la famille de l'U n'est réalisé qu'après un million d'années environ; d'autre part, pour que les mesures soient possibles, il faut que les produits de désintégration : Pb, He, ou les effets ionisants : halos pléochroïques, se soient accumulés pendant un temps raisonnablement long.

Pour ces raisons, les méthodes de mesure d'âge citées plus haut sont inapplicables aux périodes géologiques récentes (Quaternaire).

On a cependant étudié des méthodes permettant de suppléer à cette carence :

Méthodes basées sur le degré de déséquilibre de la famille de l'U. Ces méthodes ont été appliquées à l'étude de la sédimentation dans les océans (URRY et PIGGOT 1942) et aux varves glaciaires (URRY 1949). Leurs progrès futurs nécessitent surtout une connaissance plus exacte de la géochimie de l'U, de l'Ionium et du Radium dans les sédiments.

Nous avons déjà parlé (p. 15) de la méthode basée sur la décroissance du C^{14} . Une détermination de l'âge d'une tombe de Pharaon a donné une bonne concordance avec l'âge historique. (LIBBY, ANDERSON, ARNOLD 1949.)

4. INTÉRÊT DES RADIOÉLÉMENTS EN GÉOCHIMIE ET EN PÉTROGRAPHIE.

Les radioéléments géologiquement importants sont surtout l'U et le Th. L'importance de leur rôle en géochimie a été plusieurs fois soulignée par VERNADSKY (1935).

Schéma de l'évolution géochimique de l'U et du Th.

La géochimie de l'U et du Th dépend surtout des propriétés chimiques de ces éléments. Leur évolution est très clairement exposée dans la « Géochimie » de FERSMAN (1939).

Thorium. — Dans les roches magmatiques, la concentration en Th est toujours très faible (10^{-6} à 10^{-4}); elle est plus haute dans les roches acides que dans les roches basiques.

Les concentrations principales de Th se trouvent dans la phase pegmatitique sous forme de monazite, thorite, niobotantalates.

Néanmoins la principale source d'extraction est fournie par les gîtes alluvionnaires de monazite concentrés aux dépens de la destruction de grands massifs granitiques.

Deux traits saillants de l'évolution du Th sont :

a) le Th ne forme pas de minéraux volatils ou solubles; il est exclu des phases pneumatolytiques et hydrothermales.

b) les minéraux de Th (monazite, thorite) sont remarquablement stables dans les conditions superficielles de l'écorce terrestre.

Le Th ne subit aucun remaniement chimique en surface; les seules concentrations secondaires connues sont des concentrations par voie mécanique (alluvions, plages...) des minéraux primaires des pegmatites ou des roches granitiques.

Uranium. — L'U a dans les phases magmatiques et pegmatitiques le même comportement que le Th auquel il est associé. Il s'en sépare ensuite par les deux caractères suivants :

a) L'U forme des minéraux dans les phases pneumatolytiques et hydrothermales.

b) Les minéraux primaires d'U formés dans ces phases sont instables dans les conditions superficielles. Ils sont dissous ou passent à l'état colloïdal et l'U peut se concentrer dans les sédiments par reprécipitation sous forme de minéraux secondaires avec une paragenèse très différente des minéraux primaires.

L'évolution de l'U dans les conditions superficielles est encore très obscure. Ses différences de comportement avec le Th sont vraisemblablement dues au fait que U et Th sont tétravalents dans les minéraux primaires, mais qu'en surface, dans des conditions oxydantes, la valence stable de U est 6 alors que Th reste à la valence 4.

Effets chimiques et physiques des rayonnements radioactifs.

L'étude des effets chimiques des rayonnements radioactifs est très peu avancée. Il n'est pas douteux cependant que ces effets accumulés pendant des millions d'années aient pu donner naissance à des formations ou à des phénomènes géologiques importants.

L'un des problèmes les plus immédiats est celui de la genèse des pétroles, dont le mécanisme n'est pas éclairci.

L'état physico-chimique des minéraux peut être profondément modifié par la radioactivité. Les minéraux à forte teneur en U ou en Th se présentent presque toujours sous un état spécial caractérisé par une biréfringence très basse ou nulle, variable d'un échantillon à l'autre, et pouvant passer à des valeurs hautes par simple chauffage; ils sont très altérables et contiennent une quantité variable d'eau.

Cet état est dû aux déformations du réseau cristallin provoquées par la libération interne d'He, le recul et les modifications chimiques des atomes en voie de désintégration.

Les minéraux fortement radioactifs peuvent influencer les propriétés chimiques et physiques de leurs voisins, surtout par l'action à longue portée du rayonnement γ .

Si les effets des rayonnements radioactifs sont très visibles sur les minéraux à forte teneur en U et Th et leurs voisins immédiats, ils peuvent aussi jouer un rôle important dans les roches normales, vu le temps pendant lequel ces effets se sont accumulés : variations de volume, création de vides capillaires ou de défauts dans les structures cristallines pouvant faciliter les migrations et les transformations chimiques.

L'étude, à peine ébauchée, de ces effets nécessite une connaissance très précise de la distribution des radioéléments.

Ces effets des rayonnements radioactifs sont une fonction du temps et, comme le fait remarquer VERNADSKY (1935) : « les parties anciennes de la planète peuvent posséder une géochimie particulière qui n'appartient qu'à elles ».

Changements de la composition chimique et isotopique du globe.

Les processus radioactifs ont pour effet de faire diminuer lentement la concentration des radioéléments naturels et de faire augmenter celle de leurs produits de désintégration. A l'échelle géologique la concentration relative et la composition isotopique de ces éléments sont en voie de perpétuel changement, qui ne cessera que par la disparition totale des radioéléments.

Exemples :

Sont en voie de diminution tous les radioéléments naturels : U, Th, K, Sm, Lu...

Le poids atomique de l'U augmente au cours du temps par suite de la disparition plus rapide de U^{235} . Celui du Sm diminue.

L'Argon, l'Hélium et le Plomb sont en voie d'accroissement et leurs compositions isotopiques en continuelle variation par suite de l'accumulation de A^{40} , He^4 , Pb^{206} , Pb^{207} , Pb^{208} , les vitesses d'accroissement pour les 3 isotopes Pb étant différentes.

Les concentrations relatives et la composition isotopique des Terres Rares varient par suite de la radioactivité de Sm et Lu.

Nous avons déjà parlé des réactions nucléaires provoquées par le rayonnement cosmique ou par le rayonnement des radioéléments naturels; le résultat en est également une variation de la composition chimique et isotopique du globe.

Intérêt des analyses isotopiques. — L'étude systématique de la composition isotopique des minéraux ouvre un vaste champ de recherche qui pourrait être très fructueux pour les sciences géologiques.

Les relations isotopiques des divers éléments composant un minéral peuvent donner des indications sur l'origine de ces éléments, l'époque à laquelle ils ont été associés, les conditions de leur évolution, etc.

Citons comme exemples de tels problèmes (en dehors des mesures d'âge) :

La détermination de la température de formation des sédiments d'après la composition isotopique de l'O (UREY et coll. 1948).

L'origine organique ou minérale du Carbone des schistes graphiteux, d'après la composition isotopique de C (RANKAMA 1948).

La confirmation de la formation de minerais de Fe et Cu par précipitation de solutions aqueuses; la composition isotopique de leur O étant celle de l'O de l'eau, légèrement différente de celle de l'O atmosphérique (cité par GOODMAN 1942, où l'on trouvera d'autres exemples).

Les radioéléments en pétrographie.

On connaît l'importance qu'a prise en pétrographie l'étude des constituants mineurs des roches. Parmi ces constituants mineurs, l'U et le Th jouent un rôle particulier par le fait qu'ils peuvent être dosés à des concentrations minimales avec une précision supérieure à n'importe quel autre élément, grâce à la sensibilité et à la précision des méthodes radioactives.

Par la méthode photographique, les limites de détection seront encore abaissées, et surtout leur localisation pourra se faire avec une précision inégalée.

On peut prévoir que d'autres éléments, naturellement non radioactifs, pourront jouir des mêmes avantages grâce aux méthodes basées sur la radioactivité induite.

Minéralogie et radioactivité.

Diverses particularités minéralogiques peuvent dépendre de la radioactivité : coloration, biréfringence, altération, etc.

Nous avons déjà mentionné les halos pléochroïques. Nous renvoyons aux travaux de Henderson et ses collaborateurs pour de plus amples renseignements.

Des halos colorés, de dimensions beaucoup plus grandes que les parcours des particules α , ont été reconnus dans divers minéraux et attribués à l'action des rayons β . (LAEMMLEIN, 1945.)

MOHLER (1934) a confirmé l'origine radioactive de la coloration du quartz enfumé. (VEDENEYEVA et CHENTZOVA 1947.)

La question de la coloration du sel gemme et d'autres minéraux, par radioactivité naturelle, a été récemment discutée par PRZIBRAM (1947). MORGAN et AUER (1914) ont étudié les propriétés minéralogiques des zircons en fonction de la radioactivité.

5. LA RADIOACTIVITÉ EN GÉOLOGIE APPLIQUÉE.

Recherche de l'U et du Th.

Les utilisations anciennes de l'U : minerais de Ra, émaux et verreries... sont devenues d'un intérêt tout à fait mineur, depuis la libération de l'énergie nucléaire par la fission en chaîne de l'U.

Le Th n'est pas directement utilisable comme matériel fissionnable, mais il pourrait être utilisé dans certains types de pile atomique où il serait préalablement transformé en un isotope fissionnable de l'U.

Ces deux éléments sont appelés à jouer un rôle économique de premier plan. La question intéresse spécialement la Belgique, les gisements d'U les plus riches connus se trouvant au Katanga.

Les propriétés radioactives de l'U et du Th sont naturellement un guide précieux dans la prospection des gisements de ces deux éléments.

On trouvera dans BAIN (1950) une étude systématique des gisements connus.

Emploi de l'U et du Th comme « traceurs » naturels dans la recherche d'autres éléments.

Pour des raisons que nous développerons plus tard, le Th accompagne presque toujours un certain nombre d'éléments : l'Yttrium, le Zirconium et les Terres Rares.

Parmi ceux-ci, le Cerium et le Zirconium prennent une importance croissante dans les applications métallurgiques.

L'U et le Th peuvent, suivant les conditions de leur dépôt, être en relation avec d'autres éléments intéressants : le Niobium et le Tantale dans les pegmatites et les gîtes pneumatolytiques; le Vanadium accompagne souvent l'U dans ses gîtes secondaires...

La détection de faibles traces de Th ou de U étant plus aisée que celle de quantités importantes de n'importe lequel de ces éléments, on peut se baser sur la radioactivité pour la recherche des Terres Rares, du Zirconium, etc.

La radioactivité comme méthode de prospection géophysique.

Les différentes formations géologiques peuvent présenter des radioactivités très différentes, dues à des teneurs différentes en U, Th (en dehors des minerais de K, la radioactivité du potassium ne peut jouer un grand rôle dans ces mesures).

Ici encore de nombreuses études seront nécessaires pour obtenir une connaissance rationnelle des causes de ces différences.

Quoi qu'il en soit, les connaissances empiriques sur les radio-activités des différentes formations géologiques sont à la base d'une méthode de prospection géophysique.

Nous citons quelques exemples d'applications possibles :

a) *Délimitation d'un massif éruptif* encaissé dans des roches sédimentaires. Le cas le plus favorable est celui d'un massif granitique, les granites contenant en moyenne trois fois plus de U et de Th que les roches sédimentaires.

Les roches neutres et basiques, ayant la même activité moyenne que les roches sédimentaires, seront généralement indiscernables de ces dernières. Les roches ultra-basiques ont des activités pratiquement nulles; l'effet par rapport aux sédiments encaissants sera l'inverse de celui des granites; il est douteux qu'il puisse servir en pratique, car il sera vraisemblablement caché par le background des appareils de mesure.

b) *Contact normal entre deux couches sédimentaires* : tout dépend de la nature de ces couches et des cas particuliers. Il est actuellement difficile de définir une règle générale.

c) *Localisation des failles*. — Ce cas semble particulièrement intéressant, car certaines failles peuvent être soulignées par un dégagement de Radon facile à détecter.

d) *Auréoles radioactives autour de gisements de minerais*. — Certains gîtes métallifères peuvent être plus radioactifs que les terrains encaissants. Dans un travail préliminaire, KEEVIL (1942) a montré les possibilités d'utiliser ce fait dans la prospection, mais ce domaine est encore complètement inexploité.

On peut envisager deux modalités d'application des méthodes de prospection radioactives : *en surface* et *dans les sondages*.

EN SURFACE. — Les méthodes radioactives sont souvent inapplicables. Il faut se rappeler que les différences de radioactivité mesurées ici sont très faibles; il s'agit de mettre en évidence des différences d'un facteur de quelques unités et non de 100.000 à 1.000.000, comme dans la recherche de minerais d'U.

Une faible épaisseur de sol ou d'alluvion suffit à masquer l'effet direct, même des rayons γ ; les effets perceptibles sont alors dus au Radon qui diffuse à travers le sol et sont soumis à des facteurs incontrôlables tels que température, humidité,

vitesse du vent... Toute variation dans l'épaisseur ou la structure du sol ou des alluvions provoque des variations importantes du rayonnement.

Une intéressante démonstration des possibilités des levés radiogéologiques nous a été donnée dernièrement par M. DELFLACHE (1949).

SONDAGES. — Les mesures en sondages tubés sont actuellement l'application la plus intéressante des méthodes de radio-prospection. Ce procédé est employé d'une façon intensive pour la recherche pétrolifère aux États-Unis et en URSS.

Les mesures de radioactivité dans les tubes de sondage peuvent se faire avec une grande précision; elles donnent d'excellents résultats dans la détermination de la stratigraphie profonde et le repérage d'horizons intéressants.

L'avantage principal des sondages radioactifs réside dans la possibilité de faire les mesures dans les sondages tubés, le rayonnement γ traversant quelques mm d'acier avec une absorption négligeable.

On trouvera une description générale de la méthode dans FEARON (1949) et une abondante bibliographie dans les « Geophysical abstracts ».

Sondages neutroniques.

Cette méthode, à strictement parler, ne dépend en rien des radioéléments naturels. Elle est basée sur la radioactivité artificielle et les rayonnements nucléaires provoqués par les neutrons. Elle s'applique aux mêmes cas que le sondage radioactif, qu'elle complète fort heureusement.

On fait descendre dans le tube de sondage une source de neutrons (en général une capsule contenant un mélange de Ra et de Beryllium), suivie à distance fixe d'un détecteur (compteur de Geiger-Müller ou chambre d'ionisation). Le détecteur est protégé du rayonnement direct de la source par un écran de plomb.

Par divers processus nucléaires (radioactivité artificielle, fission, collision inélastique, capture), le bombardement des formations géologiques traversées par les neutrons provoque l'émission de rayons γ qui sont enregistrés par le détecteur. Cette activité induite est une fonction très complexe de divers facteurs, mais elle peut caractériser un niveau stratigraphique au même titre que l'activité γ naturelle.

Pour plus de détails, voir, par exemple, FEARON (1949 a).

6. LES APPORTS DE LA RADIOGÉOLOGIE A LA PHYSIQUE.

La collaboration entre géologues et physiciens dans la construction de cette nouvelle science qu'est la radiogéologie s'est montrée particulièrement fructueuse pour les géologues; néanmoins les physiciens n'ont pas complètement perdu leur temps, car, à part l'occasion de mettre au point de nouvelles méthodes de mesures radioactives, l'observation géologique leur permet d'étudier des effets imperceptibles à l'échelle du laboratoire, mais laissant des traces visibles dans la nature, grâce à leur accumulation pendant des centaines de millions d'années.

Nous citons quelques exemples :

Les premières études des halos pléochroïques ont conduit à l'hypothèse de l'existence d'au moins deux parcours de particules α encore inconnus à l'époque (JOLY 1924). La découverte de la radioactivité du samarium par HEVESY et PAHL en 1932 a permis d'attribuer l'une des particules à cet élément.

L'origine de la seconde particule α signalée par Joly est toujours inconnue; s'agit-il d'un radioélément disparu, d'un élément naturel dont on n'a pas encore reconnu la radioactivité ou enfin d'un « artefact » dû à l'altération d'un halo classique? La question n'est pas résolue.

L'étude chimique et isotopique des minéraux est un moyen de rechercher la radioactivité et le type de désintégration de radioéléments à longue période :

AHRENS (1948) a montré que l'indium présent dans les cassitérites ne peut être dû à la transformation de l'étain par capture K, comme le laissaient supposer certaines considérations théoriques; en effet, les cassitérites les plus anciennes ne sont pas les plus riches en indium, ce qui aurait dû être le cas si l'In s'était formé par un processus radioactif.

AHRENS et EVANS (1948) ont étudié la période du potassium par la mesure de Ca^{40} dans des minéraux anciens.

ALDRICH et NIER (1948) ont évalué le rapport d'embranchement pour la capture K du potassium d'après l'analyse isotopique comparée de l'Argon atmosphérique et de l'Argon inclus dans les minéraux potassiques.

Les travaux de HAHN et collaborateurs (1942) sur la composition isotopique de la pollucite ont montré qu'il n'y avait pas lieu de supposer une quelconque radioactivité du Cæsium,

hypothèse qui avait été avancée par Wahl. Ils ont, par contre, précisé les données sur la radioactivité du Rubidium et établi une base solide pour les mesures d'âge par le rapport Rb/Sr.

L'immutabilité de la constante radioactive.

Une des hypothèses de base de la radiogéologie est que la constante radioactive, définissant la vitesse de désintégration, dépend uniquement de la nature de chaque radioélément.

La constante radioactive doit être immuable :

- 1° Par rapport aux conditions chimiques et physiques (du moins dans le domaine des conditions du globe terrestre);
- 2° Au cours des temps géologiques.

Examinons de près ces hypothèses :

1° La notion d'immutabilité *actuelle* de la constante radioactive d'un élément se base en fait sur l'impossibilité de la faire varier expérimentalement, quels que soient les moyens de laboratoire mis en œuvre. Comme ces moyens permettent de reproduire partiellement les conditions existant dans les diverses parties du globe (conditions souvent hypothétiques pour les parties profondes), on peut conclure avec un minimum d'hypothèses qu'un radioélément terrestre se désintègre à la même vitesse, quelles que soient les conditions qui l'entourent.

Il y a pourtant une exception théorique à cette loi : c'est la capture K. La probabilité de ce processus ne peut dépendre uniquement du noyau, puisque sans électrons périphériques il n'y a pas de capture K possible. Il est donc logique de supposer que la constante radioactive pour la capture K peut varier suivant l'état de la couronne électronique, qui varie elle-même avec les conditions physiques et les liaisons chimiques de l'atome.

Cet effet semble avoir été mis en évidence récemment par Segré et Wiegand sur un radio-isotope artificiel du Be; il doit être plus faible pour le K et beaucoup plus faible pour le Lu, mais il serait intéressant de tenter une évaluation théorique des variations en fonction des conditions physico-chimiques possibles sur le globe.

2° Peut-on être assuré qu'il n'y ait pas eu de variation de la constante radioactive au cours des temps géologiques ?

La réponse à cette question fondamentale devra surtout se baser sur des recherches radiogéologiques.

On trouve souvent présenté comme preuve de l'immutabilité de la constante radioactive des radioéléments le fait que les anneaux des halos pléochroïques ont des diamètres constants, quel que soit leur âge.

Rappelons que chaque anneau correspond à un parcours de particules α ; comme le parcours des particules α est lié directement à la constante radioactive par la loi de Geiger-Nutall, on en déduit que la constante radioactive est toujours restée la même (p. 7).

En fait, cet argument n'est pas si convaincant : la forme bilogarithmique de cette loi nécessite une variation très considérable de λ pour provoquer une très petite variation de R. Représentons-nous que les parcours dans l'air des α des trois familles varient de 2,7 cm (U) à 8,5 cm (Th C'), alors que les constantes radioactives varient respectivement de $4,8 \cdot 10^{-18}$ à $2,3 \cdot 10^6 \text{ sec}^{-1}$, soit une variation des périodes de 4,5 milliards d'années à 3,1 dix-millionièmes de seconde.

Les rayons des halos varient de 13 à 42 microns environ dans la biotite. La précision sur les mesures est de l'ordre de 0,3 à 0,5 microns, ce qui entraîne une incertitude d'un facteur 100 à 1000 sur la période.

Certains auteurs, se basant sur des arguments théoriques, ont envisagé l'hypothèse d'une variation de λ au cours du temps pour la désintégration β et la capture K.

HOUTERMANS et JORDAN (1946) ont discuté la possibilité de mettre en évidence une pareille variation par trois méthodes radiogéologiques :

a) L'évaluation de la quantité totale d'Argon, en supposant que cet élément soit produit entièrement par la capture K du potassium contenu dans une certaine épaisseur de l'écorce terrestre.

b) La comparaison de la période du Rb obtenue, d'une part, par les méthodes de laboratoire et, d'autre part, par le rapport Rb/Sr dans les minéraux.

c) La mesure des intensités relatives de certains anneaux des halos pléochroïques.

La période du Rubidium a été ultérieurement mesurée avec précision au laboratoire par HAXEL, HOUTERMANS et KEMMERICH (1948) et concorde avec la période déduite du rapport Sr/Rb dans des minéraux d'âge connu par Hahn et collaborateurs. Il

n'y a donc actuellement aucune raison sérieuse de douter de la constance des périodes radioactives au cours du temps et en fonction des conditions extérieures possibles dans la croûte terrestre.

REMERCIEMENTS.

Je remercie vivement le Prof^r M. Cosyns, Directeur du Centre de Physique Nucléaire de l'Université de Bruxelles, de l'intérêt qu'il a porté à ce travail.

Je remercie également le Prof^r F. G. Houtermans, de l'Université de Göttingen, de ses suggestions et de ses critiques, qui m'ont été d'un grand secours dans la rédaction de plusieurs chapitres.

Centre de Physique Nucléaire,
Université Libre de Bruxelles.

BIBLIOGRAPHIE.

- AHRENS, L. H., 1948, Evidence of geological age against decay of Tin 115 to Indium 115 by electron capture (*Nature*, **162**, 413-414).
- 1949, Measuring geologic time by the Strontium method (*Bull. Geol. Soc. Amer.*, **59**, 217-266).
- AHRENS, L. H. and EVANS, R. D., 1948, The radioactive decay constants of Potassium 40 determined from the accumulation of Calcium 40 in ancient minerals (*Phys. Rev.*, **74**, 279-286).
- ALDRICH, L. T. and NIER, A. O. C., 1948, Argon 40 in Potassium minerals (*Ibid.*, **74**, 876-877).
- BEERS R. and GOODMAN, C., 1944, Distribution of radioactivity in ancient sediments (*Bull. Geol. Soc. Amer.*, **55**, 1229-1250).
- BAIN, G. W., 1950, Geology of the fissionable materials (*Econ. Geol.*, **45**, 274-321).
- BULLARD, E. C., 1942, Radioactive heat generation in rocks (*Month. Not. Roy. Astr. Soc. Geophys*, Suppl. **5**, 4-47).
- DELFLACHE, A., 1950, Le tube de Geiger, outil du géologue sur le terrain (*Bull. Soc. belge Géol.*, **58**, 442-444).
- ELLSWORTH, H. V., 1932, Rare element minerals of Canada (*Ec. Geol.*, Serie **11**, Canada Dpt. Mines, 1-272).
- EVANS, R. D. and GOODMAN, C., 1941, Radioactivity of rocks (*Bull. Geol. Soc. Am.*, **52**, 459-490).
- FEARON, R. E., 1949, Gamma Ray well logging (*Nucleonics*, **4**, No 4, 67-78).
- 1949, Neutron well logging (*Ibid.*, **4**, No 6, 30-42).
- FEATHER, N., 1949, Classical radioactivity (*Ibid.*, **5**, No 1, 22-41).
- FËRSMAN, A. E., 1933-1939, Geochimie (en russe); 4 vol., Edit. scient. techn. nation. littér. chimique, Léninegrad.

- GOODMAN, C., 1942, Geological applications of nuclear physics (*J. Appl. Phys.*, **13**, 276-289).
- GOODMAN, C. and EVANS, R. D., 1941, Age measurements by radioactivity (*Bull. Geol. Soc. Am.*, **52**, 491-544).
- GRAF, T., 1948, Significance of the radioactivity of Potassium in geo physics (*Phys. Rev.*, **74**, 831-832).
- HAHN, O., 1942, Geologische Altersbestimmungen nach der Strontium method (*Forsch. Fortsch.*, **18**, 353-355).
- HAXEL, O. N., HOUTERMANS F. G. and KEMMERICH, M., 1948, On the half-life of Rubidium 87 (*Phys. Rev.*, **74**, 1886-1887).
- HENDERSON, G. H., 1934, Determining the age of certain minerals (*Proc. Roy. Soc. Lond.*, **145 A**, 591-598).
- 1939, A quantitative study of pleochroic haloes (*Ibid.*, **173 A**, 238-264).
- HERLING, E. K., 1939, Part taken by close packing of crystals in the diffusion of Helium (*C. R. Ac. Sc. U.R.S.S.*, **24**, 274-277).
- HOLMES, A., 1937, The age of the earth, Nelson and Sons, 1-263.
- 1948, The oldest known minerals and rocks (*Trans. Edinburgh Geol. Soc.*, **14**, 176-194).
- 1949, Lead isotopes and the age of the earth (*Nature*, **163**, 453-456).
- HOUTERMANS, F. G. und JORDAN, P., 1946, Ueber die annahme der zeitlichen Veränderlichkeit des β -Zerfalls und die Möglichkeiten ihrer experimentellen Prüfung (*Z. f. Naturforsch.*, **1**, 125-130).
- JOLIOT-CURIE, I., 1946, Les radioéléments naturels, Hermann, Paris, 1-191.
- KEEVIL, N. B., 1941, The Helium method for determining the age of rocks (*Nature*, **148**, 445-446).
- 1940, Interatomic forces and Helium in rocks (*Proc. Amer. Ac. Arts Sci.*, **73**, 311-359).
- 1942, Radioactive aureoles around some ore deposits (*Am. Miner.*, **27**, 225).
- KEEVIL, N. B., LARSEN, E. S. and WANK, F. J., 1944, The distribution of Helium and radioactivity in rocks, VI (*Am. J. Sci.*, **242**, 345-353).
- KHLOPIN, V. G., 1938, La méthode à l'Oxygène pour la détermination de l'âge géologique par désintégration atomique et son application à la détermination de l'âge des Uraninites de Carélie et des Uraninites de Wilberforce et du Sud-Dakota (en russe) (*Bull. Ac. Sci. U.R.S.S.*, Cl. Sci. Math. Nat., 489-497).
- LAEMMLEIN, G. G., 1945, Coloured haloes surrounding inclusions of monazite in quartz (*Nature*, **155**, 724-725).
- LIBBY, W. F., ANDERSON, E. C. and ARNOLD, J., 1949, Age determination by radiocarbon content: World-wide assay of radiocarbon (*Science*, **190**, 227-228).
- MATTAUCH, J., EWALD, H., HAHN, O. und STRASSMANN, F., 1943, Het ein Caesiumisotop langer Halbwertzeit existiert? Ein Beitrag zur Deutung ungewöhnlicher Linien in der Massenspektroskopie (*Z. Phys.*, **120**, 589-617).

- MATTAUCH, J. und FLAMMERSFELD, A., 1949, Isotopenbericht (*Zetts. f. Naturforschung*).
- MOHLER, N. M., 1934, The color of the smoky quartz (*Phys. Rev.*, **45**, 742)
- MORGAN, J. H. and AUER, M. L., 1941, Optical, spectrographic and radioactivity studies of zircon (*Am. J. Sci.*, **239**, 305-312).
- NIER, A. O., THOMSON, R. W. and MURPHEY, B. F., 1941, The isotopic constitution of Lead and the measurement of geological time, III (*Phys. Rev.*, **60**, 112-116).
- POLKANOV, N. et HERLING, E., 1946, Echelle des âges absolus dans l'histoire géologique de la terre (en russe) (*Bull. Ac. Sci. U.R.S.S.*, sér. Géol., **2**, 29-38).
- PRZIBRAM, K., 1947, Genügen die bekannten Stahlenquellen zur Erklärung der Färbung des natürlichen blauen Steinsalzes und verwandten Mineralfärbungen (*Acta Phys. Austr.*, **1**, 131-136).
- RANKAMA, K., 1948, New evidence of the origin of Pre-Cambria Carbon (*Bull. Geol. Soc. Am.*, **59**, 389-416).
- RIDLAND, G. C., 1945, Use of the Geiger-Müller counter in the search for pitchblende bearing veins at Great Bear Lake (*Geophysics*, **164**, 117-124).
- SEABORG, G. T. and PERLMAN, I., 1948, Table of isotopes (*Rev. of Mod. Phys.*, **20**, 585-667).
- SLICHTER, L. B., 1941, Cooling of the earth (*Bull. Geol. Soc. Am.*, **52**, 561-600).
- UREY, H. C., EPSTEIN, S., MAC KINNEY, C., and MAC CREA, J., 1948, Method for measurement of paleotemperatures (*Ibid.*, **59**, 1359-1360).
- URRY, W. D., 1948, The Radium content of varved clay and a possible age of the Hartford, Connecticut deposits (*Am. J. Sci.*, **246**, 689-700).
- 1948, Radioactivity of ocean sediments. VII: Rate of deposition of deep-sea sediments (*J. Marine Research*, **7**, 618-634).
- 1949, Significance of radioactivity in geophysics. Thermal history of the earth (*Trans. Am. Geophys. Union*, **30**, 171-180).
- VEDENEYEVA, N. F. and CHENTZOVA, L. G., 1947, Thermal discoloration of smoky quartz (*C. R. Ac. Sci.*, **55**, 437-440).
- VERNADSKY, W., 1935, Les problèmes de la radiogéologie (*Actualités scient. et industr.*, n° 20, Hermann et C^{ie}, Paris).
- WILLIS, B., 1932, Radioactivity and theorizing (*Am. J. Sci.*, **23**, 193-226).
- WICKMAN, F. E., 1948, Isotope ratios: a clue to the age of certain marine sediments (*J. Geol.*, **56**, 61-66).

Compte rendu
de l'excursion du dimanche 30 avril 1950 dans la vallée du Train
(Brabant oriental),

sous la direction de M. C. CAMERMAN. ✓

Les excursionnistes, véhiculés dans des autos particulières, se rassemblent à 9 h 30 devant l'église de Gistoux (1).

Membres de la Société ayant pris part à l'excursion : M. et M^{me} Camerman, MM. E. Dartevelle, P. de Béthune, L. Decroix, l'abbé A. Delcourt, MM. J. Delecourt, A. Delmer, M. Denaeyer, M. et M^{me} P. Dumon, M. et M^{me} J. de Roubaix, MM. A. Fontaine, F. Geukens, A. Grosjean, F. Gullentops, M. et M^{me} A. Jamotte, M. et M^{me} R. Lecouturier, MM. R. Legrand, P. Macar, M. et M^{me} R. Marlière, MM. P. Moiset, G. Mortelmans.

Invités : MM. M. Simon et J. J. Symoens.

L'excursion sera consacrée, dans la matinée, principalement à l'examen du gisement de tuf de la vallée du Train, dans l'après-midi, au relief du socle paléozoïque (2) et à certaines anomalies de la stratigraphie de l'Éocène.

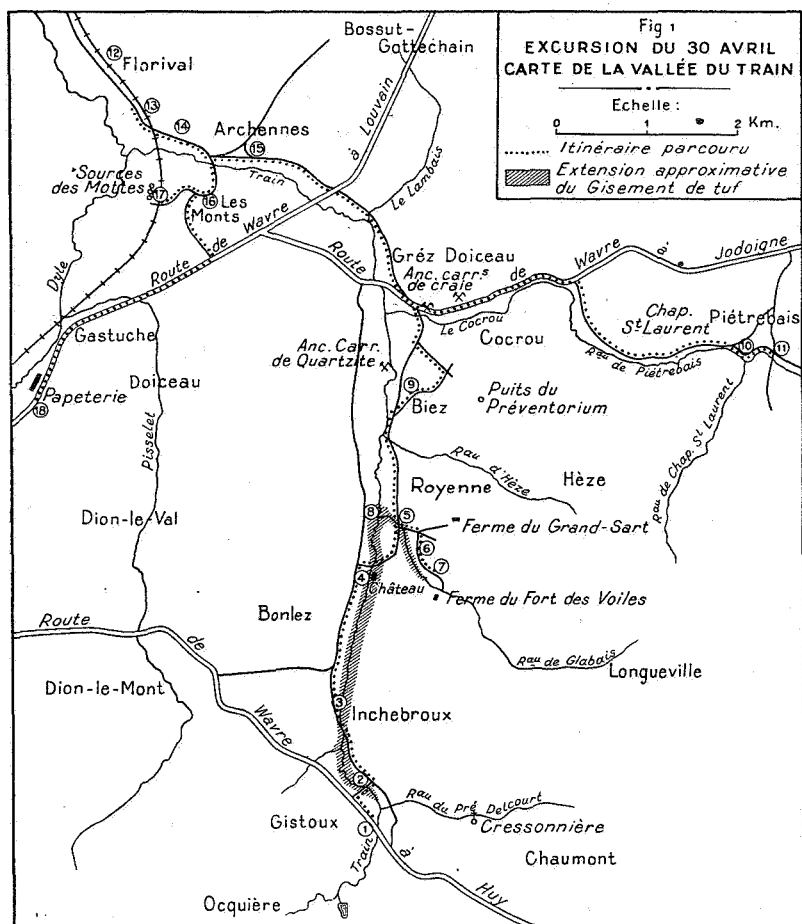
Le premier arrêt se fait au pont franchissant le Train près de l'ancienne papeterie (antérieurement filature) de Gistoux, à 300 m environ en aval du confluent du Train et du Ry du Pré Delcourt. En cet endroit, la vallée présente une assez large plaine alluviale dans laquelle le Train a creusé un petit cañon très étroit, profond de 5 m, aux berges verticales (2).

Quelques jeunes gens hardis, s'aidant de câbles, descendent dans le cañon, dont les parois montrent, de haut en bas, la succession suivante :

Limon brun d'alluvion	environ 0 ^m 75
Tuf calcaire blanchâtre	environ 1 ^m 50
Tuf calcaire grisâtre	environ 2 ^m 25
Tourbe compacte	environ 0 ^m 50

(1) Les lieux de rassemblement et d'observations sont reportés par des numéros entourés d'un cercle sur la carte (fig. 1). Le trajet parcouru est indiqué par un pointillé.

(2) Se référer à : C. CAMERMAN, Commentaires au sujet du Relief du socle paléozoïque dans le Brabant oriental et la Hesbaye (*Bull. Soc. belge Géol.*, 1950, t. LIX, pp. 61-74).



Le tuf est granuleux et meuble à sa partie supérieure, fortement concrétionné à sa base.

M. Camerman fait l'exposé suivant des circonstances qui l'ont amené à découvrir le gisement de tuf de la vallée du Train et les recherches qu'il a faites jusqu'ici pour en déterminer l'étendue.

*
**

« Au cours de l'été dernier, un ami occupant à Bonlez une petite ferme aménagée en maison de campagne, située près du confluent du ruisseau de Glabais et du Train (5), me demanda

mon avis au sujet du creusement d'un puits à usage domestique. Les cultivateurs voisins étaient unanimes à affirmer que l'eau se trouvait à faible profondeur et que sous une mince couche de terre arable on pénétrerait dans une « sorte de craie blanche ». Partageant leur avis au sujet de la proximité de la nappe aquifère, je conseillai le creusement à la main d'un puits d'un mètre de diamètre. Intrigué par les affirmations des cultivateurs, je ne manquai pas d'assister au creusement du puits.

» Sous 30 cm de terre arable, le puisatier pénétra dans une roche blanche, grumeleuse, meuble, facilement entamée par la bêche et que, de prime abord, on eût pu confondre avec de la craie altérée. La présence de coquilles d'Hélix très bien conservées et la forme tubulaire des grumeaux montrèrent au premier examen qu'il s'agissait d'un tuf calcaire.

» Sur une hauteur de 0.75 m, le tuf blanc, entrecoupé de minces lits terreux, était visiblement remanié. On en tira quelques gros ossements d'un bovidé qui, examinés au Musée d'Histoire naturelle, furent reconnus comme appartenant à un bovidé moderne (sans doute une bête crevée, enterrée jadis en ce point distant de quelques mètres de la ferme).

» Le puits pénétra ensuite jusqu'à la profondeur de 2 m dans du tuf blanc non remanié, ensuite jusqu'à 3,50 m dans du tuf gris, coloré par des matières tourbeuses. Il y avait à ce niveau beaucoup de gros nodules de tuf concrétionné.

» La venue d'eau ayant été jugée suffisante, le puits fut arrêté à la profondeur de 3.50 m, sans avoir atteint la base du tuf.

» Ces premières constatations m'incitèrent à rechercher l'extension de la formation de tuf. Il m'apparut bien vite que celle-ci était très considérable et ne pouvait être déterminée avec quelque précision que par l'exécution d'un assez grand nombre de sondages dont quelques-uns seulement ont été effectués jusqu'à présent.

» Le tuf, qui se trouve généralement à très faible profondeur, est bien connu des riverains du Train, qui le nomment « terre à gauche », terme dont j'ignore l'étymologie. Par contre, il a échappé presque complètement à la perspicacité des géologues, car nulle part il n'en est fait mention, si l'on excepte une note de voyage datant de 1891, de M. Mourlon, conservée dans les fardes du Service géologique sous le n° 13 de la planchette de Chaumont-Gistoux, et que je transcris littéralement :

« Près de la papeterie de Gistoux, cote 80 ?, on voit dans le lit

» de la rivière, considérablement élargi par les crues, un bel escarpement présentant la coupe suivante :

Alm. 1. Argile grise avec taches rougeâtres, recouverte de terre végétale	1 m
2. Dépôt blanc tufacé	} 5 m
3. Dépôt avec lits tourbeux parfois très épais vers le bas	

» C'est précisément l'endroit où nous nous trouvons.

» L'existence du gisement de tuf ne fut donc qu'à peine entrevue par Mourlon, et cela en un seul endroit.

» En fait, j'ai pu observer le tuf depuis Gistoux jusqu'au hameau de Royenne, un peu au Nord de Bonlez, soit sur une distance de 3,5 km. Les principales observations peuvent se faire dans le lit du Train, où le tuf apparaît en de nombreux points, là où l'érosion a enlevé les limons de colluvion. Ces observations sont en général difficiles, parce que dans toute l'aire d'extension du tuf la vallée présente un profil anormal. Dans ce secteur la plaine alluviale, subhorizontale, est large de 50 à 150 m; elle est colmatée par le tuf, dans lequel la rivière a creusé un cañon étroit aux berges escarpées, profond de 4 à 6 m. Cette gorge est encombrée de broussailles et de ronces qui la rendent presque partout difficilement accessible.

» La formation de tuf est certainement continue. En divers points on la voit reposer sur des lits de tourbe plus ou moins épais ou sur de l'argile plastique gris bleuâtre formant les alluvions anciennes du Train.

» J'ai pu également reconnaître le tuf dans le lit du ruisseau de Glabais jusqu'à 800 m de son embouchure. Ce ruisseau creuse aussi, dans le tuf, une gorge profonde aux talus escarpés. Quelques petits coups de sonde, l'examen des déjections des trous de taupes et des renseignements fournis par les riverains m'ont montré que l'extension transversale de la formation de tuf correspond à peu près à la largeur de la plaine alluviale du Train.

» Sous réserve d'observations et de recherches ultérieures, il semble que le tuf soit holocène et que son dépôt ait pris fin à une époque géologiquement très récente.

» Le gisement de tuf de la vallée du Train est assurément, par son étendue et par sa masse, le plus considérable de ceux que l'on ait observés en Belgique.

» M. Camerman fait encore remarquer qu'en amont de Chaumont et de Gistoux, le Ry du Pré-Delcourt et le Train supérieur coulent dans des vallées à profil normal, aux alluvions argilo-tourbeuses, sans y creuser de gorge; tout au plus a-t-il rencontré dans les déblais d'une grande cressonnière récemment aménagée dans la vallée du Ry du Pré-Delcourt, à 1 km à l'Est de Gistoux, un lit subcontinu de tuf de quelques centimètres d'épaisseur.

» C'est donc dans la traversée de Chaumont et de Gistoux qu'ont dû pendre naissance, assez brusquement, la grande formation de tuf et le creusement du cañon. La fixation de ces points n'est guère possible, parce que le profil des vallées y a été complètement modifié par la création de retenues d'eau et d'étangs artificiels.

» La formation du tuf ne résulte pas d'une composition particulière de l'eau. L'examen des eaux du Train, de ses affluents et de diverses sources a partout révélé des duretés voisines de 28 à 32°. Ce sont les duretés normales des eaux issues, dans une grande partie du Brabant, des sables bruxelliens et du Landénien. Une multitude de ruisseaux et de rivières sont alimentés par les mêmes eaux sans qu'il en résulte la formation de tuf. Celle-ci doit donc être attribuée à des conditions biologiques.

» Il résulte d'une information obligeamment communiquée par la Société Nationale des Distributions d'Eau que le Train a un débit très supérieur à celui des autres rivières de la région, par rapport à leur bassin hydrographique. Par suite de la profondeur de la vallée du Train, son bassin d'alimentation dépasse en étendue son bassin hydrographique. »

*
**

Les excursionnistes suivent le flanc oriental de la vallée du Train jusqu'au pont d'Inchebroux. La vallée est creusée dans le Bruxellien et le Landénien. Le tuffeau Lic est visible en certains points du talus de la route. La base du Bruxellien se trouve vers la cote 80, et, dans ce bief, le plafond du Train se trouve vers la cote 68.

La présence du tuf a pu être repérée en plusieurs endroits du lit de la rivière et aux alentours du moulin d'Inchebroux. Sous le tuf on rencontre tantôt de la tourbe, tantôt de l'argile compacte bleuâtre. Les géologues descendent des voitures à 140 m au Nord du pont d'Inchebroux (3) et, se frayant un passage

dans les broussailles, descendent dans la gorge profonde de 6 m où coule le Train. Une très belle coupe est visible sur la berge occidentale (fig. 2). On y voit :

Limon brun (colluvions)	1 ^m 50
Tuf blanchâtre assez pur	1 ^m 50
Tuf jaunâtre un peu argileux traversé par un petit lit tourbeux	1 ^m 75
Tuf gris tourbeux	1 ^m 00

Le tuf, généralement granuleux et meuble, forme par endroits de gros nodules ou des masses concrétionnées.

Deux analyses de tuf ont donné :

	Tuf blanchâtre supérieur	Tuf tourbeux inférieur
	%	%
Matières argilo-sableuses ...	1,80	10,65
Ca Co ³	95,46	81,27
Mg Co ³	0,61	0,59
Matières organiques	1,72	7,12
Non dosés	0,41	0,37
	100,00	100,00

Diverses coquilles, principalement des Hélix d'apparence moderne, sont récoltées dans le tuf.

En cet endroit, la rivière coule à la limite occidentale de la plaine alluviale. Vers l'Ouest, le tuf étant recouvert d'une épaisseur croissante de limon colluvial, son extension, probablement faible, n'a pu être déterminée.

Par contre, du côté Est, la plaine alluviale est large d'environ 70 m et le tuf y a été reconnu par de petits sondages sur 60 m. Il est recouvert de 0,30 à 0,60 m de limon brun. A la limite orientale de la plaine alluviale la sonde ramène sur 1,25 m des limons gris et du sable grossier, indices du passage d'un ancien cours ou bras de la rivière. La figure 3 donne une coupe schématique du fond de la vallée du Train telle que nous pouvons nous la figurer d'après les recherches effectuées jusqu'à présent.

Continuant à descendre la vallée, les excursionnistes atteignent le château féodal de Bonlez (4), appartenant à M^{me} Havenith, qui a bien voulu leur accorder l'autorisation de pénétrer dans le parc. Celui-ci s'étend sur 700 m, le long du Train, au Sud du château. La plaine alluviale au bord de laquelle coule

la rivière a de 80 à 100 m de largeur. Partout on y trouve des indices de la présence du tuf à faible profondeur; il se révèle notamment dans les déjections de nombreux trous de taupes. Les douves du château ont été approfondies, il y a quelques



Photo de Roubaix.

**FIG 2. — Affleurement de tuf
sur la berge orientale du Train au Nord
du pont d'Inchebroux.**

années, dans la tourbe. Les flancs de la vallée ont échappé au déboisement, en sorte qu'elle a conservé son profil ancien à peu près intact. Seules des alluvions de limon brunâtre venant d'amont, ont recouvert le tuf d'un léger manteau.

Ce profil contraste avec celui que l'on voit au Nord du château. De ce côté le sol est cultivé de longue date, le profil est très adouci et le tuf ne se manifeste qu'aux abords de la rivière.

On quitte ensuite la vallée du Train pour se rendre dans la vallée du ruisseau de Glabais, petit affluent oriental du Train. On s'arrête au point (5) et jette un coup d'œil sur la propriété de M. F. Biot à Royenne, où fut creusé le puits mentionné au début de ce compte rendu et où le tuf fut rencontré sur 3,50 m.

Le talus du chemin longeant la propriété, distant d'environ 30 m du puits, est creusé dans le tuffeau landénien. Une citerne de 2 m de profondeur creusée à mi-distance entre le talus et

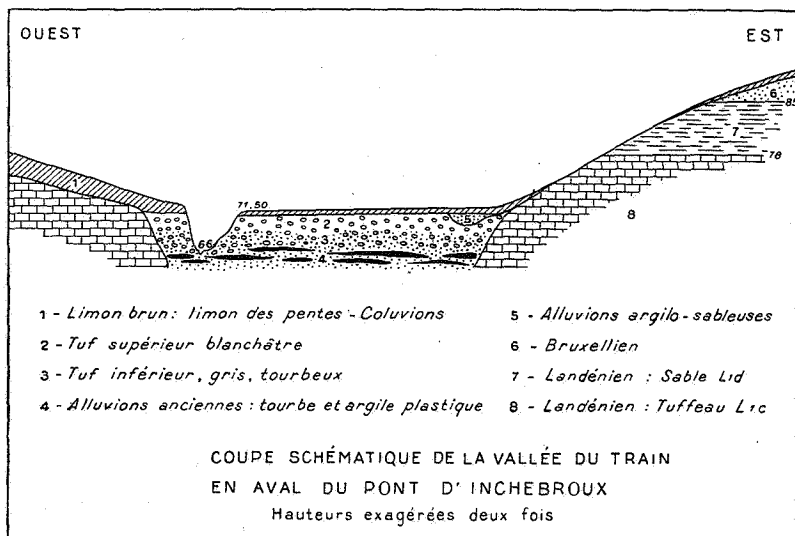


FIG. 3.

le puits, soit à 15 m de celui-ci, était encore en plein tuffeau et de petits sondages pratiqués à 2 et 3 m à l'Ouest de la citerne ont montré que le tuf venait buter contre le tuffeau suivant un talus escarpé, ainsi que l'indique la coupe schématique de la figure 2.

De ce lieu on remonte à pied le chemin conduisant vers la ferme du Grand-Sart, profondément encaissé dans le tuffeau landénien, et l'on prend tout de suite à droite le chemin forestier conduisant à la ferme du Fort-des-Voiles.

On fait un court arrêt au point (6), d'où l'on jouit d'une belle vue sur la vallée du ruisseau de Glabais. C'est une assez large vallée dont le fond est entaillé par une cluse étroite et profonde de 6 à 7 m, très embroussaillée, où coule le ruisseau. La pré-

sence du tuf a pu être reconnue sur les flancs de cette cluse, jusqu'à 800 m environ en amont de l'embouchure du ruisseau.

Poursuivant la promenade, jusqu'à 250 m environ avant d'arriver à la ferme du Fort-des-Voiles (7), on descend par un petit sentier au fond de la gorge où le ruisseau de Glabais coule tumultueusement et l'on aboutit à une jolie succession de cascades dues à des bancs de quartzite traversant obliquement le cours d'eau. Cet affleurement de quartzite assez inattendu à cette altitude et qu'il faut sans doute attribuer au Devillien,



Photo de Roubaix.

FIG. 4. — Lit du ruisseau de Glabais.

Tuffeau landénien transgressif sur le quartzite devillien.

n'avait pas été signalé jusqu'à présent (fig. 4). Il se trouve sensiblement à la cote '68. A la même latitude, le Train, que nous venons de quitter, distant de 650 m, a son plafond à la cote 57 et n'a pas atteint le socle paléozoïque. Celui-ci se relève donc rapidement vers l'Est ⁽³⁾. Quelques géologues se déchaussent et pénètrent dans le lit du ruisseau. Le Devillien présente une succession de bancs de quartzite compact, alternant avec des bancs quartzo-schisteux. Ces bancs ont une direction N.—50° E. et une inclinaison d'environ 30° N.-O.

⁽³⁾ C. CAMERMAN, *op. cit.*

La berge orientale du ruisseau laisse voir, sur 2,50 m de hauteur, le tuffeau LIC, très dur à la base, altéré et friable au sommet, stratifié horizontalement et reposant en discordance sur les bancs inclinés de quartzite. Des morceaux de tuffeau prélevés au contact des deux roches sont parsemés de petits cailloux généralement arrondis, de quelques millimètres de diamètre.

Notre collègue P. Dumon ayant disséqué un morceau de ce tuffeau a identifié des grains de quartzite gris clair et gris foncé, de schiste vert à l'intérieur et noirci à la surface, et de silex. Il y a discerné aussi un lamellibranche, sans doute *Cyprina Morrisi* ou une espèce voisine, de très nombreux spicules d'éponges et un petit cristal de quartz, peu ou pas roulé, à arêtes bien vives. Il considère que ce quartz ne peut être de néoformation; il a été emprunté aux roches du Cambrien et prouve que l'enfouissement des sédiments au début du Landénien était assez rapide. Selon M. Camerman, les quartzites cambriens formaient en cet endroit des récifs escarpés au fond de la mer landénienne.

La gorge creusée par le ruisseau de Glabais prend fin où nous nous trouvons; la vallée prend en amont un profil normal et il n'y a rien de particulier à y observer; aussi les excursionnistes retournent-ils au point (5) où l'on avait laissé les autos.

Avant de quitter Royenne, M. Camerman désigne aux géologues l'emplacement de la grande piscine de l'Hôtel des Étangs, que l'on aperçoit sur la rive gauche du Train (8). Cette piscine longue de 80 m en travers de la vallée et profonde de 3,20 m a été entièrement creusée dans le tuf, dont la présence peut encore être constatée dans les déblais. C'est à 100 ou 150 m en aval de cet endroit que la formation de tuf prend fin aussi brusquement qu'elle avait débuté à Chaumont-Gistoux, et que la vallée reprend son profil normal, la rivière coulant entre des berges de 0,50 à 0,75 m de hauteur. La formation d'un cañon aux parois abruptes est donc liée à la présence de tuf. La rivière a donc creusé son lit actuel lorsque la formation du tuf a pris fin.

De l'avis de M. Tavernier il paraît probable que ceci est arrivé à une époque géologiquement très récente, lorsque, par suite de déboisements intenses, la vallée a été encombrée par les alluvions de limons des plateaux.

L'heure de la collation étant arrivée, les autos conduisent les excursionnistes au village de Biez, perché au sommet d'une

colline, et les provisions sont déballées sur la terrasse de la villa de M. Camerman, d'où l'on a une vue très étendue sur la région (9).

Le repas terminé, M. Camerman donne quelques indications au sujet de l'endroit où l'on se trouve et de la vue panoramique dont on jouit.

La colline de Biez, dont la base est à la cote 55, présente la succession suivante :

	Cotes
B. Sables bruxelliens	77 à 104
Y1. Argile yprésienne	72 à 77
L1d. Sable fin glauconifère landénien ...	64 à 72
L1c. Tuffeau landénien	55 à 64

Le Train coule en direction Sud-Nord au pied de la colline et l'on voit sa vallée s'infléchir à angle droit à Grez-Doiceau, vers la vallée de la Dyle que l'on perçoit au loin.

A nos pieds, sur l'autre rive du Train, se trouve, masquée par les arbres, la grande carrière de quartzite de Biez, abandonnée depuis 1905 et transformée en étang. Vers le Nord on aperçoit la vallée du Cocrou (ou ruisseau de Piétrebaix) débouchant dans la vallée du Train et une haute cheminée de briques marquant l'emplacement des anciennes carrières souterraines de craie sénonienne transformées en champignonnière. On se souvient que le gisement de craie a été décrit par M. Leriche.

A 500 m à l'Est du point où nous nous trouvons, le puits du Préventorium de Hèze a atteint la craie à la cote 53 et y a pénétré sur une vingtaine de mètres. Il faut admettre que la craie reconnue par divers puits dans la vallée de la Dyle, de Wavre à Gastuche, se continue vers Archennes, Grez-Doiceau et Hèze, contournant un massif de quartzite pointant à l'ancienne carrière de Biez (4).

M. Camerman étale ensuite les coupes qu'il a tracées et qui montrent le bombement du socle paléozoïque entre les vallées de la Dyle et de la Grande-Gette (5) et donne quelques explications à leur sujet.

Le but de l'excursion de l'après-midi sera d'examiner quelques points relatifs à ce bombement, c'est-à-dire, premièrement

(4) C. CAMERMAN, *op. cit.*

(5) C. CAMERMAN, *op. cit.*

le pointement anormal de quartzite de Piétrebais, secondement une série de sablières situées à Florival et Archennes, permettant de suivre le relèvement vers l'Est de la base du Bruxellien, ce qui tend à prouver que les mouvements tectoniques ayant provoqué ce bombement sont, tout au moins en majeure partie, postbruxelliens.

M. de Béthune prend ensuite la parole et développe certaines idées relatives à la tectonique de la région. Il a bien voulu préciser son intervention dans la note que nous reproduisons ci-après :

M. de Béthune signale que « l'allure anticlinale du Bruxellien de Grez-Doiceau se prolonge vers le Nord. Dans la vallée de Hamme-Mille, la carte géologique représente de l'Yprésien. Il en est de même dans la vallée qui s'étend de Bierbeek à Corbeek-Loo, où l'Yprésien a été reconnu par C. de la Vallée Poussin, qui l'a montré jadis à Mourlon. Halet, qui a réétudié ce relèvement de l'Yprésien à l'occasion du forage d'un puits à l'asile de Corbeek-Loo, lui attribue une origine tectonique; par contre, quelques années plus tôt, Halet avait attribué une épaisseur anormale de Bruxellien à Groenendael due à un ravinement pré-Bruxellien. Il faut vraisemblablement adopter l'explication tectonique sous réserve, comme le montrent les observations de M. Camerman de reliefs anormaux comme ceux des bancs de quartzite devillien. Il faut remarquer également que cette déformation tectonique ne se retrouve pas dans la base du Tongrien, qui ne dessine que de faibles ondulations présentant 15 m de flèche pour toute la largeur du bassin de la Dyle. L'allure de la base du Lédien est, d'après la carte géologique, parallèle à celle du Tongrien; cette observation situe la phase principale de la déformation tectonique entre le Bruxellien et le Lédien. On trouvera les éléments de cette discussion dans une note de A. Meeuwis ⁽⁶⁾, qui a tracé les courbes de niveau de la base de plusieurs étages du Tertiaire, sur la base des données de la carte géologique. M. de Béthune se réjouit à cet égard de la publication par M. Camerman d'observations nouvelles qui permettront vraisemblablement d'améliorer les cartes du R.P. Meeuwis sur quelques points. »

(6) A. MEEUWIS, Over een structuur van het Brusseliaan, het Lediaan, het Tongeriaan, het Rupeliaan in en rond Brabant (*Natuurw. Tijdschr.* 29, 1947, pp. 87-94).

Vers 2 heures on se remet en route en direction de Grez-Doiceau; on franchit le Cocrou près de l'ancienne carrière de craie, à ciel ouvert, décrite par M. Leriche, aujourd'hui comblée. On remonte la pittoresque vallée du Cocrou ou ruisseau de Piétrebais et arrive au village de Chapelle-Saint-Laurent, où le versant septentrional de la vallée est entamé par trois grandes sablières ouvertes dans le Bruxellien (10). On y jette un rapide coup d'œil. Le sable bruxellien présente une granulométrie normale; la stratification horizontale est marquée par de minces lits argileux entre lesquels le sable présente souvent une stratification oblique, surtout vers le haut. L'inclinaison des strates est toujours dirigée vers le secteur Nord. On y rencontre les grès siliceux et fistuleux habituels.

A l'extrémité Est du village, le ruisseau de Piétrebais reçoit le ruisseau de Chapelle-Saint-Laurent venant du Sud. Au confluent de ces ruisseaux, leur plafond se trouve à la cote 80,75, déterminée par la Société Nationale des Distributions d'Eau. On monte le chemin conduisant à Piétrebais et, à l'entrée de ce village, on aboutit à un carrefour au milieu duquel fait saillie un massif de quartzite devillien à surface mamelonnée formant le socle du monument aux morts de la guerre 1914-1918 (11). Cet affleurement repéré sur la carte géologique avait déjà été mentionné par André Dumont, qui l'appelle « quartzite de La Chise ». Le niveau du sommet de cet affleurement peut être estimé avec une bonne approximation à la cote 96, grâce à un repère du Service cartographique militaire, portant la cote 93,36, enchâssé dans le mur d'une maison voisine.

A quelques mètres au Sud du monument aux morts, dans le petit bois, l'affleurement de quartzite devillien se poursuit. On aperçoit d'abord près d'un grand hangar à paille un roc abrupt qui se dresse à environ 2 m plus haut que le socle du monument, soit à la cote 98. Il est probable que l'on a dû faire sauter autrefois le quartzite entre ce roc et le monument pour frayer un passage à la route. En contre-bas se trouve un vallon boisé où le ruisseau de Piétrebais, réduit à un filet d'eau, entame les bancs de quartzite sur un parcours de 35 m environ. Ceux-ci sont subverticaux; on a pu relever en un point une inclinaison de 85° N. et en deux points des directions N. — 60° E. et N. — 68° E.

Il est intéressant de faire ressortir la similitude de direction et la convergence des bancs de quartzite recoupés par les ruisseaux de Glabais et de Piétrebais. Les deux affleurements étant

distants d'environ 5 km, il serait néanmoins imprudent de vouloir conclure que les uns prolongent les autres. En aucun autre point du ruisseau de Piétrebaix, ni en aval ni en amont de ce village, des affleurements de roches paléozoïques n'ont été observés.

La distance qui sépare l'affleurement de quartzite du confluent des ruisseaux de Piétrebaix et de Sart-Saint-Laurent est de 350 m. Sur cette faible distance nous voyons donc le socle paléozoïque se relever brusquement de plus de 17 m.

Bien que l'on n'aperçoive pas ici, comme dans le ruisseau de Glabais, le contact du quartzite avec les dépôts éocènes, il paraît évident que le quartzite de Piétrebaix a formé un puissant récif dans la mer bruxellienne.

Rebroussant chemin, les excursionnistes se rendent directement à Florival, dans la vallée de la Dyle. De la route, on aperçoit à quelque distance :

(12) La grande sablière de la Société anonyme Ponts, Tunnels, Terrassements, attenant à la gare de Florival, offre une coupe de 25 m dans le sable bruxellien. Le fond de la sablière se trouve sensiblement à la cote 45. Le Bruxellien présente une granulométrie normale et un facies semblable à celui que nous avons observé à Chapelle-Saint-Laurent. Ici encore, entre les minces lits argileux horizontaux, le sable est souvent stratifié obliquement avec inclinaison de 10 à 20° toujours vers le secteur Nord. M. R. Becquevort, ingénieur, administrateur-délégué de la Société, a fait forer un puits de reconnaissance profond de 12 m, au fond de la sablière, et assure que l'on a rencontré du sable devenant verdâtre et de plus en plus grossier vers le bas. Le contact du Landénien doit donc se trouver au-dessous de la cote 33.

(13) A 400 m au Sud-Est, près de l'arrêt d'Archennes, la grande sablière devant laquelle nous sommes arrêtés nous montre sur 12 à 15 m le sable bruxellien présentant les mêmes caractères qu'à la sablière de Florival. Le fond de la sablière se trouve vers la cote 50.

(14) On passe devant une ancienne petite sablière située à 500 m E.-S.-E. de la précédente. Elle est clôturée et l'on ne s'y arrête pas. Le fond de cette sablière se trouve à la cote 46. Le sable bruxellien est très grossier, glauconifère et à forte stratification oblique comme dans la sablière suivante.

(15) La *Sablère Gillard* se trouve à 700 m E.-S.-E. de la précédente, dans le village d'Archennes, au bas d'un petit chemin, au Nord de la route traversant Archennes (fig. 5).

Dans le talus du petit chemin accédant à la sablière, à l'entrée de celle-ci, nous voyons le tuffeau LIC, friable, surmonté d'un décimètre environ de sable landénien, glauconifère, très fin. Sur celui-ci repose le sable bruxellien très graveleux et fortement glauconifère. Ce contact se situe à la cote 52 ou 53.

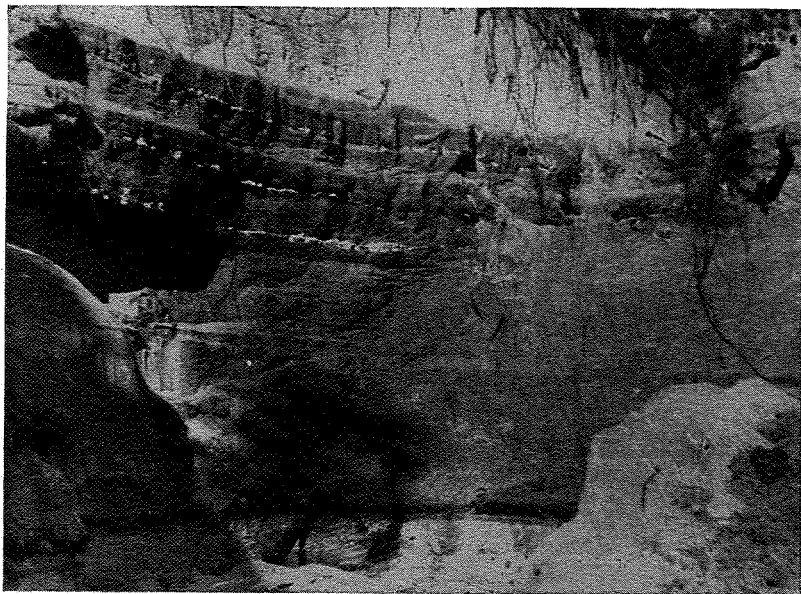


Photo de Roubaix.

FIG. 5. — Sablière Gillard à Archennes.

Vers le haut, lits blanchâtres d'argilite ? ou marne silicifiée.

La sablière nous montre une belle paroi, d'environ 10 m de sable bruxellien. Sur toute la hauteur le sable est très grossier, graveleux, glauconifère, interrompu par de minces lits argileux distants d'environ 1,50 m. Entre ces lits argileux le sable est stratifié obliquement avec une inclinaison d'environ 30° N.-N.-E. Vers le haut de la sablière on voit dans le Bruxellien trois à quatre lits horizontaux, discontinus, épais de 5 à 10 cm, d'une roche blanchâtre, à grain très fin. M. Camerman la considère comme une argilite. MM. Dumon et Gullentops y discernent de

nombreux spicules de spongiaires; la roche leur paraît être une sorte de gaize, composée principalement d'opale (7). M. Gullentops explorant les parois de la sablière signale un mince lit argileux qui se relève fortement vers le Sud-Ouest; ce lit d'argile est surmonté par des sables légèrement ondulés par suite de leur glissement sur la couche argileuse. M. Gullentops y voit un glissement sous-aquatique analogue à ceux que M. Gulinck a décrits au sommet du Landénien marin (8).

Ailleurs, M. Gullentops discerne de petites failles au Nord desquelles le sable s'est affaissé d'environ 30 cm. Il fait remarquer que cet affaissement se produit en sens opposé au versant de la vallée et ne peut donc être attribué à un glissement de coteau.

M. Camerman fait ressortir que, de la sablière de Florival à la sablière Gillard, soit sur une distance de 1.800 m, la base du Bruxellien s'est brusquement relevée d'une vingtaine de mètres au moins. Ce relèvement concorde avec celui du socle paléozoïque. Il y voit la preuve que les déformations tectoniques sont dans cette région postbruxelliennes (9). Il observe aussi que le Bruxellien repose directement sur le tuffeau LIC, sans interposition appréciable de sable LID qui, dans la région, a généralement 8 à 10 m d'épaisseur. Le Bruxellien aurait-il érodé le sable LID ?

M. Marlière objecte que LIC et LID doivent être considérés comme des facies plutôt que comme des assises et que la transition entre le tuffeau et le sable ne correspond pas à un niveau déterminé. On observe parfois dans le Hainaut que le facies « tuffeau » s'élève jusqu'au voisinage du sommet du Landénien marin LI.

(16) Les géologues se rendent ensuite au Sud d'Archennes, au lieu dit « Les Monts ». C'est une butte au flanc de laquelle sont ouvertes deux sablières exploitées respectivement par M. Nevers et par M. Pâques. Le fond de ces sablières se trouve sensiblement à la cote 62. Toutes deux présentent sur 5 à 6 m une

(7) M. M. Denaeyer a procédé ultérieurement à un examen micrographique de cette roche. Il conclut provisoirement qu'il s'agit d'une marne silicifiée.

(8) M. GULINCK, Sur les phénomènes de glissement sous-aquatique et quelques structures particulières dans les sables landéniens (*Bull. Soc. belge Géol.*, 1948, t. LVII, pp. 12-30).

(9) C. CAMERMAN, *op. cit.*

coupe analogue à celle de la sablière Gillard : couches de sable très grossier, graveleux, glauconifère, stratifié obliquement, comprises entre de minces lits argileux distants d'environ 1,50 m. L'inclinaison des strates est de 30 à 35°, vers le Nord dans la sablière Nevers et vers le Nord-Nord-Ouest dans la sablière Pâques.

Par endroits, le sable est aggloméré par un ciment d'opale et forme de grandes plaques de grès criblées de fossiles dont le test a été dissous et dont on ne trouve que le moule interne. On y discerne des Gastéropodes (*Turritella* ?) et des Pectinides.

Le Landénien n'est pas visible, mais on sait d'après les sondages et relevés de A. Rutot qu'il se trouve à faible profondeur. M. Camerman rappelle que dans les nombreuses sablières que l'on a vues, partout où l'on observait une stratification oblique, l'inclinaison des strates se faisait vers le secteur Nord. Dans le Bruxellien moyen et supérieur cette obliquité n'affecte que certains niveaux et n'est que médiocrement accusée; dans le Bruxellien de base, elle est constante et fortement accusée. Les courants étaient donc dirigés vers le Nord. M. Camerman attire aussi l'attention sur le facies graveleux de base : dans le Brabant, la zone bordière de la mer bruxellienne, entre les deux Gettes, est généralement caractérisée par un facies de base très graveleux, assez épais. A l'Ouest de la Petite-Gette, ce facies ne se révèle que sporadiquement. Il est très développé et son épaisseur dépasse 10 m à Archennes et sans doute aussi à Florival, d'après les indications recueillies au sujet du puits de la sablière. M. Camerman a pu l'observer aussi près de la station de Wavre, dans le chemin conduisant au nouvel athénée; il a pu y reconnaître le sable bruxellien très grossier, de stratification oblique vers le Nord, reposant sur le sable landénien LID.

Par contre, dans les vallées du Train et du Cocrou où la zone de contact du Bruxellien et du Landénien peut être suivie en certains endroits, nulle part on n'aperçoit de sable graveleux à la base du Bruxellien.

Un petit chemin descendant le versant Ouest de la colline des Monts conduit les excursionnistes aux sources des Mottes (17), jaillissant à la limite orientale de la large plaine alluviale de la Dyle. Il s'agit d'un groupe de trois sources importantes alimentant une grande cressonnière. Leur débit total jaugé par la Société Nationale des Distributions d'Eau est de 4.150 m³ par 24 heures. La tradition locale veut que ces sources, sourdant à

la cote 36, soient l'émergence du ruisseau souterrain de la champignonnière de Grez-Doiceau, qui se perd dans la craie à la cote 46. Le débit de ce ruisseau, jaugé par la Société Nationale des Distributions d'Eau, est de 1.900 m³ par 24 heures et la distance qui le sépare des sources des Mottes est de 3,5 km. Des expériences à la fluorescéine ont donné un résultat négatif. Il est probable que les eaux des sources des Mottes sont issues de la craie; en effet, les griffons de la source principale, où l'on s'arrête, ramènent de petits fragments de craie.

Empruntant un chemin de campagne, la caravane rejoint la route de Louvain à Wavre et l'on fait un dernier arrêt (18), un peu au Sud de la Papeterie de Gastuche. A l'Est de la route, une petite sablière entame le flanc oriental de la vallée de la Dyle. On y extrait le sable bruxellien, un peu glauconifère, mêlé de nombreux blocs de grès siliceux et fistuleux. L'alignement de ces grès montre une forte inflexion des couches vers l'Ouest, c'est-à-dire vers la vallée. C'est un bel exemple de solifluxion. Alors que la carte géologique indique le Bruxellien sur tout ce versant, l'exploitation a mis récemment à nu, au fond de la sablière, un banc épais de 2 m de tuffeau landénien dont la surface se trouve à la cote 45. Ceci montre les erreurs de tracé que peut entraîner la solifluxion là où les géologues ne disposent que d'observations superficielles. Une erreur analogue, due à la même cause, s'est produite à Wavre, sur le versant opposé de la vallée. Près du nouvel athénée, M. Camerman a pu observer en effet le contact Bruxellien-Landénien à la cote 53, alors que la Carte géologique place tout le versant dans le Bruxellien. L'étude par notre collègue R. Legrand du puits du nouvel athénée a confirmé exactement cette cote de contact.

Revenant à la sablière de Gastuche, on y voit le sable bruxellien assez fin reposer directement sur le tuffeau LIC, sans interposition de sable LD ni de sable bruxellien graveleux de base. Rien ne permet jusqu'ici de conclure si ces deux niveaux sont réellement inexistants ou s'ils ont été entraînés par la solifluxion.

Il est 19 heures et la journée a été très remplie; elle a été agrémentée d'un temps magnifique. Le président, M. Denaeyer remercie M. Camerman pour l'intérêt et la bonne organisation de l'excursion, après quoi les participants se dispersent.
