

# Les tréfonds de la croûte terrestre

Autor(en): **Oulianoff, Nicolas**

Objektyp: **Article**

Zeitschrift: **Bulletin de la Société Vaudoise des Sciences Naturelles**

Band (Jahr): **59 (1936-1937)**

Heft 244

PDF erstellt am: **19.09.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-272489>

## **Nutzungsbedingungen**

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern.

Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden.

Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

## **Haftungsausschluss**

Alle Angaben erfolgen ohne Gewähr für Vollständigkeit oder Richtigkeit. Es wird keine Haftung übernommen für Schäden durch die Verwendung von Informationen aus diesem Online-Angebot oder durch das Fehlen von Informationen. Dies gilt auch für Inhalte Dritter, die über dieses Angebot zugänglich sind.

**Les tréfonds de la croûte terrestre**

PAR

**Nicolas OULIANOFF***(Résumé de la conférence donnée le 16 décembre 1936.)*

---

Trois méthodes sont utilisables, selon les circonstances, pour étudier les propriétés chimiques et physiques de la matière.

1. La première suppose la présence immédiate de la matière, entre nos mains. Nous devons pouvoir l'examiner, la palper, expérimenter sur elle.

2. La seconde est basée sur l'examen des radiations émises par la matière. Même si elle est en dehors de notre portée, ces radiations captées et examinées permettent de formuler des conclusions sur sa nature.

3. Enfin, dans le troisième cas, le plus défavorable, la matière se trouve éloignée de l'observateur, et, de plus, les radiations qu'elle émet ne peuvent être captées, car le milieu intermédiaire les masque entièrement. Alors, dans certaines conditions, l'observateur peut créer lui-même un champ d'influence (mécanique, électrique, magnétique), champ dosé d'après ses intentions, ou bien encore utiliser les champs analogues présentés par la nature, et examiner les déformations de ces champs, produites par la matière éloignée. Les caractères particuliers de ces déformations permettent de tirer des conclusions touchant la nature de la matière elle-même.

Inutile d'ajouter que la première méthode est la seule susceptible de donner les renseignements les plus sûrs, les moins discutables, les moins hypothétiques. Il est clair aussi que les deux autres méthodes prennent racine dans la première. Les résultats obtenus par l'examen, à distance, de la matière, ne sont valables que par comparaison avec les résultats de l'expérimentation directe.

Considérons le centre de notre Terre, comme centre de l'Univers. On voit immédiatement que les champs d'application des trois méthodes se répartissent assez nettement.

La première n'est applicable que dans une couche de quelque 5 à 15 km. d'épaisseur, reliée directement à la surface de la Terre solide.

Les deux espaces séparés par cette zone exigent, pour l'étude de la matière qui les remplit, l'application des méthodes indirectes. Et, sous ce rapport, l'espace qui s'étend sous nos pieds, malgré sa petitesse relative, est placé dans des conditions moins avantageuses que celles dont jouit l'espace infini de l'Univers qui enveloppe la Terre. En effet, les étoiles, séparées de nous par les étourdissantes distances de plusieurs milliers d'années-lumière<sup>1</sup>, envoient des radiations susceptibles d'être étudiées par la délicate analyse spectrale.

Il en est tout autrement pour la Terre. Nos investigations sur la nature de ses profondeurs doivent emprunter un chemin plus détourné, moins sûr et aboutissant à des résultats plus hypothétiques.

La première constatation remarquable concernant la nature de la Terre a été la détermination de sa densité moyenne. On obtient — et ce résultat a été plusieurs fois contrôlé — la valeur 5,52. Elle est de beaucoup supérieure à la densité de toutes les roches les plus répandues à la surface de la Terre. Les granites, les gneiss, les schistes argileux, les calcaires, ont en moyenne une densité de 2,7. C'est, du reste, la densité moyenne du granite, composant principal des continents.

Supposant que la Terre avait été autrefois entièrement liquide, formée d'une masse brassée et homogène, et que la croûte terrestre représente la partie solidifiée de cette masse, l'explication de cette différence des densités a été trouvée (Légendre — en 1789, Roche — en 1848) dans l'effet de la compression augmentant de plus en plus dans la direction du centre. Ces auteurs ont évalué la pression au centre de la Terre à 3 millions d'atmosphères. Les auteurs modernes, comme Adams et Williamson, ont trouvé 3,2 millions d'atmosphères. Légendre considère que cette pression est suffisante pour expliquer l'augmentation de la densité. Ainsi, la même matière solide ayant une densité de 2,7 à la surface de la Terre, aurait une densité de 11 au centre de la Terre. Cependant cette conclusion se trouve en désaccord avec certaines constatations de la physique expérimentale concernant la compressibilité de la matière solide. Cette compressibilité est relativement faible et, dans tous les cas, la réduction, par compression, du volume de la matière solide à un quart de sa valeur initiale est absolument exclue.

C'est en 1897 que Wiechert a fait cette objection importante et a proposé l'hypothèse d'une Terre bizonale formée

<sup>1</sup> Une année-lumière = 300000.365.24.60.60 km., soit environ 9500 milliards de kilomètres.

d'un noyau métallique et d'une enveloppe de silicates. La densité moyenne de la Terre étant supérieure à celle des silicates, et inférieure à la densité des métaux lourds (fer, nickel), Wiechert a pu calculer le volume de chacun de ces deux composants. Il a obtenu pour l'épaisseur de l'enveloppe des silicates — 1480 km. et pour le rayon du noyau métallique — 4890 km.

Depuis 1897, des faits nouveaux ont été établis quant à la structure intérieure de la Terre. Pour s'en accommoder, il fallait admettre une terre composée de trois zones: un noyau et deux enveloppes.

Alors les calculs des densités pouvaient se faire (en 1915) de la manière suivante :

Zone :	Densité moyenne :
0 - 1200 km.	3,0
1200 - 2450 km.	7,2
2450 - 6378 km.	8,3

On peut établir plusieurs de ces combinaisons à la seule condition d'avoir la densité moyenne de la Terre égale à 5,52. La signification physique ou géophysique de ces chiffres commence dès le moment où l'on introduit un autre critérium que celui de la densité moyenne de la Terre. Ce critérium est fourni par les études séismologiques.

Mais quittons, pour le moment, les grandes profondeurs et revenons à cette enveloppe extérieure de la Terre que l'on appelle la croûte terrestre.

Quelle est la composition de la croûte terrestre et quelle pourrait être son épaisseur? Ceux qui, les premiers, s'attaquèrent à ce problème, avaient pris tout naturellement pour base de leur raisonnement le degré géothermique.

Des observations directes se rapportant aux profondeurs de 2-3 km., il résulte qu'en moyenne, avec la pénétration dans la Terre, la température augmente de 3° par 100 m. Si l'on applique ce coefficient proportionnellement à la profondeur, on arrive à 1500° à 50 km., à 3000° à 100 km. et à plus de 190 000° au centre de la Terre. Or, ce calcul est incorrect, car l'influence de la pression et la perte de la chaleur par la surface de la Terre n'ont pas été prises, ici, en considération.

Wiechert, en introduisant toutes ces corrections, arrive à 8000° pour le maximum. Et même, d'après lui, cette température serait trop élevée. Il faut l'admettre plutôt à 3000°-4000°.

En tenant compte de toutes ces considérations, on admettait cependant qu'à 50 ou plutôt 100 km. de la surface de-

vait se trouver la zone de fusion. Donc, la croûte terrestre devait être soutenue par un magma liquide.

Des investigations nouvelles ont détruit cette hypothèse. Les études concernant la radioactivité des roches ont précisé, pendant ces dernières années, le rôle d'une source calorifique importante et jusqu'à présent inconnue.

La désintégration d'un gramme de radium produit environ 200 calories par heure. Par conséquent, il est important de connaître la quantité des matières radioactives qui se trouvent dans les différentes roches. De nombreuses mesures ont montré que les roches plus acides, c'est-à-dire riches en silice, sont en moyenne plus riches aussi en éléments radioactifs. Les granites qui sont à tel point acides qu'ils contiennent de la silice libre (quartz), sont particulièrement radioactifs. Par contre, dans les roches basiques, sans silice libre, la radioactivité est moins marquée. Tels, par exemple, les basaltes, ainsi que les péridotites, composées essentiellement d'olivine (orthosilicate de magnésie).

Les quantités de radium constatées dans les roches sont minimales, notamment de l'ordre de 1: 1000 000 000 000 gr. =  $10^{-12}$  gr. de radium dans 1 gr. de roche.

De toute la surface de la Terre, la chaleur, par rayonnement, se disperse dans l'espace cosmique. La quantité totale de cette chaleur correspond à  $10^{13}$  calories par seconde. Déjà en 1906, Strutt avait calculé que, pour compenser cette perte en chaleur, il suffirait que dans chaque gramme de roche de toute la Terre se trouvât  $0,06 \cdot 10^{-12}$  gr. de radium. Or, comme nous l'avons vu, les roches de la surface contiennent 16 fois plus de radium, et même davantage.

On peut envisager deux hypothèses relatives à la distribution du radium dans toute la masse terrestre :

1. La dispersion du radium dans la Terre est homogène, et alors il faudrait admettre que la chaleur produite par la désintégration des éléments radioactifs est plus grande que la quantité de chaleur que perd la surface de la Terre par rayonnement. Dans ces conditions, la Terre devient de plus en plus chaude. Cette hypothèse est rejetée par la plupart des géophysiciens.

2. D'après la seconde hypothèse, la quantité de radium diminue rapidement avec la profondeur.

En supposant l'existence de l'équilibre entre la production et la perte de la chaleur terrestre, c'est la seconde hypothèse qui s'avère comme plus probable.

Strutt a calculé que les matières radioactives ne se trouvent que jusqu'à la profondeur de 70 km.

Holmes, de son côté, a établi pour quelques dizaines de kilomètres, la part de la chaleur due à la radioactivité et celle due à la chaleur primitive de la Terre. De ses recherches découle que la température augmente rapidement au début (influence de la radioactivité), mais, avec la profondeur, de plus en plus lentement. Cette conclusion favorise l'hypothèse que la Terre est, en grande partie, solide.

Les travaux remarquables de lord Kelvin, de George Darwin et, plus récemment, de Schweydar, concernant la rigidité de la Terre, corroborent cette hypothèse. En se basant sur la mesure des marées et la force d'attraction de la lune et du soleil, ces auteurs ont pu calculer la part que prend la Terre solide dans cette pulsation régulière. Cette part est minime. Elle serait beaucoup plus grande si, sous la croûte de quelque 50-100 km., se trouvait un magma en fusion, complètement liquide.

L'état physique des tréfonds de la croûte terrestre commence à se préciser.

Une nouvelle méthode de sonder les profondeurs a été donnée par les géophysiciens qui étudiaient les particularités du champ gravimétrique de la Terre, les variations de la pesanteur dans les diverses régions.

Déjà au commencement du XVIII<sup>e</sup> siècle, le savant français Bouguer a fait une importante observation en Equateur: les masses des montagnes influent d'une manière inattendue sur la valeur normale de la pesanteur. On a constaté que sous les montagnes la pesanteur est anormale par défaut, tandis que l'on pourrait s'attendre à trouver le contraire. Plus tard, des constatations analogues ont été faites, sur les autres chaînes de montagnes: sur les Alpes, l'Himalaya et ailleurs. On a trouvé un défaut de masse sous les montagnes et un excès de masse sous les océans. Ce phénomène étant général, Airy en 1855 et Pratt en 1859 émirent les hypothèses suivantes: La croûte terrestre nage sur son substratum, tout en conservant l'équilibre hydrostatique. Ce phénomène a reçu le nom d'*isostasie* (Dutton en 1889).

Le manque ou l'excès de la masse, résultant de la formation des montagnes, ne peuvent rester, à la longue, sans compensation. Selon l'hypothèse de Pratt, le niveau de compensation — tant sous les montagnes que sous les océans — est à la même distance du centre de la Terre. Les densités sont alors différentes. (Voir fig. 1.)



D'après l'hypothèse d'Airy, la densité serait en moyenne la même, mais il faut envisager la formation de loupes sous les montagnes. (Voir fig. 2.)

E. Süss a introduit le terme de *Sial* pour désigner les blocs continentaux, et celui de *Sima* pour l'enveloppe de la Terre qui représente le fond des océans, particulièrement du Pacifique, et qui passe également sous les continents. La distinction est basée sur la composition chimique. Sial (silice et alumine) désigne deux molécules essentielles qui caractérisent les roches granitiques dites roches acides, contenant l'acide silicique en excès, sous forme de quartz. Sima (silice et ma-

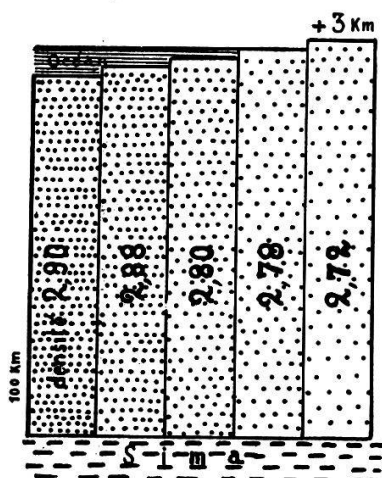


FIG. 1.

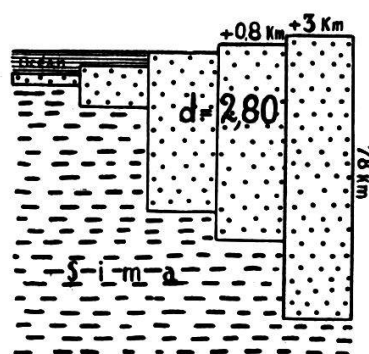


FIG. 2.

gnésie) caractérise les roches basiques, telles que les péridotites et les basaltes à olivine. Les roches du groupe Sial se placent au-dessus des roches du groupe Sima. C'est la densité qui détermine cette séparation. La densité des roches du Sial est entre 2,6 et 2,8. Celle des roches du Sima est entre 2,9 et 3,3.

L'absence de roches à quartz parmi les laves des volcans qui se trouvent sur les îles entourées d'océans profonds a suggéré que l'enveloppe du Sial manque totalement ou, du moins, qu'elle est très mince, sous les océans.

Les études concernant l'isostasie ont abouti à déterminer l'épaisseur de la croûte terrestre, c'est-à-dire l'épaisseur du Sial nageant sur le Sima. Helmert en Allemagne, Hayford en Amérique, l'ont évaluée (en 1906) à 118 km. et 122 km.

Entre temps, la séismologie moderne élaborait une méthode moins hypothétique permettant de constater les discontinuités dans l'épaisseur de la Terre.

Les tremblements de terre intéressent depuis longtemps

les géologues et les géophysiciens. Cependant, les observatoires sismologiques ne cherchaient qu'à déterminer la position des centres des séismes, ou même plutôt celle des épicentres.

Pendant les dernières 30-40 années, les sismographes ont été perfectionnés et le nombre des observatoires augmenté. L'analyse des sismogrammes devenue précise, on arrive à déterminer plus exactement les variations des vitesses de la propagation des ondes sismiques.

On démontre qu'à travers un milieu élastique et homogène, les oscillations se propagent sous forme de deux espèces d'ondes: les ondes longitudinales et les ondes transversales. Les

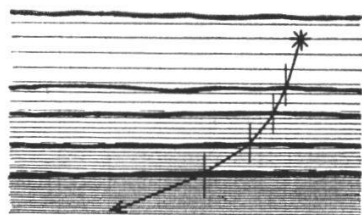


FIG. 3.



FIG. 4.

premières, plus rapides, peuvent être comparées aux ondes sonores qui se propagent par compressions successives, suivant la direction de propagation. Les secondes, plus lentes, sont produites par la vibration transversale à la direction de propagation. Les sismogrammes ont permis, en plus, d'établir l'existence de deux autres espèces d'ondes qu'émettent les centres de séismes. Mais ce sont là des détails qui ne doivent pas retenir notre attention.

Tout comme les ondes lumineuses ou sonores, les ondes sismiques changent de vitesse en passant d'un milieu à un autre et dont les élasticités sont différentes. Le changement de vitesse est nécessairement lié au changement de la direction de propagation.

Les zones de plus en plus rigides se trouvent généralement à l'intérieur de la Terre. Ainsi, la propagation des ondes sismiques est caractérisée par des trajectoires courbes. Ce sont des lignes brisées (voir fig. 3), si la vibration traverse un milieu où la valeur de la rigidité change brusquement, ou des lignes continues, si la rigidité augmente progressivement. (Voir fig. 4.)

Si nous envisageons, à l'intérieur de la Terre, deux couches de compositions chimiques et de rigidités différentes — la forme de la trajectoire se présentera courbe et avec rupture de continuité. Dans l'hypothèse d'une Terre chimiquement ho-



mogène, mais de densité toujours augmentant vers le centre, la discontinuité ne pourrait avoir lieu. Si l'analyse des séismogrammes constate des discontinuités, on sera forcé de les attribuer aux changements de la composition chimique ou de l'état physique de la matière.

En se basant sur les analyses des séismogrammes des ondes qui ont passé à travers la Terre, Oldham a envisagé, en 1906, l'existence du noyau de la Terre.

A. Mohorovicic a été le premier à montrer, en 1909, l'existence d'une discontinuité entre la croûte terrestre et son substratum. Il a trouvé que l'épaisseur de la croûte terrestre en Croatie est égale à 57 km. En 1911, les observations sur le tremblement de terre de l'Allemagne du Sud ont permis d'évaluer à 60 km. l'épaisseur de la croûte terrestre.

Depuis la découverte de A. Mohorovicic, les analyses minutieuses des séismogrammes se multiplient et se précisent considérablement. De récents déchiffrements ont permis d'établir qu'en Europe centrale l'épaisseur de la croûte terrestre ne mesure pas plus de 45 km. En Californie, cette épaisseur est de 60 km., au Japon de 50 km. et de 42 km.

En 1927, Jeffreys faisait encore un pas en avant en constatant l'existence d'un niveau de discontinuité de plus. Ainsi, d'après lui, la croûte terrestre serait composée de deux couches: une couche granitique de 10-12 km. et une couche inférieure, basaltique, de 20-25 km. Au total: 30-40 km. Cette faible épaisseur a été confirmée en 1932, par Lee qui l'a trouvée, à la suite d'un tremblement de terre en Grande Bretagne, égale à 30 km.

On a déjà vu que les conditions thermiques écartent l'hypothèse d'un magma en fusion à la base de la couche granitique (couche du Sial). La discontinuité séismique apporte un argument décisif. La vitesse des ondes longitudinales augmente sous le niveau de discontinuité. Donc, la matière que ces ondes traversent n'est pas à l'état liquide.

Mais comment définir la différence entre la matière liquide et la matière solide? Cette question paraît presque superflue dans les conditions physiques de notre vie quotidienne. Cependant les expériences physiques ont montré qu'à une température élevée et sous une haute pression, les limites entre ces deux états de la matière tendent à s'effacer. Et il convient encore de remarquer que les températures et les pressions réalisées au laboratoire sont de beaucoup inférieures à celles qui caractérisent les grandes profondeurs de la Terre.

Il faut donc tout simplement reconnaître que la discussion

sur l'état de la matière (solide, liquide, gazeux) n'est plus possible, lorsqu'il s'agit de fortes pressions et de hautes températures, telles qu'elles existent à l'intérieur de la Terre. L'« auscultation » de la Terre, en utilisant les ondes sismiques, permet de distinguer les changements de la *rigidité*. Dans les conditions accessibles à nos expériences, les grandes rigidités correspondent aux corps solides, la faible rigidité caractérise les liquides et les gaz. Mais il serait très imprudent d'employer les mêmes termes avec la même signification pour une région soumise à des conditions physiques inconnues pour nous. Ainsi, la zone qui se trouve en dessous de la discon-

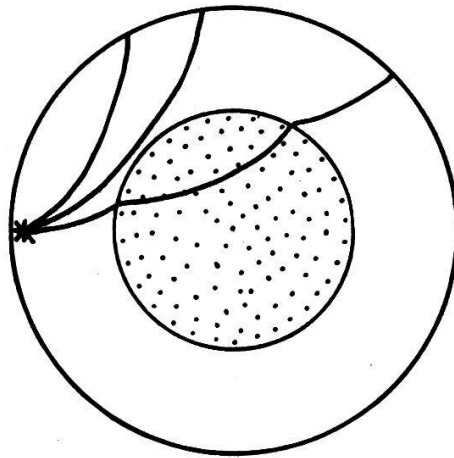


FIG. 5.

tinuité de 30-60 km. n'est pas caractérisée par l'état liquide de la matière, car la vitesse de propagation des ondes sismiques augmente toujours sous cette discontinuité.

On voit que l'ancienne définition de la croûte terrestre, croûte solide au-dessus du magma liquide, n'est plus valable.

Et voici la nouvelle définition: la croûte terrestre est l'enveloppe extérieure de la Terre au-dessus du niveau de la première importante discontinuité dans la propagation des ondes sismiques. La croûte terrestre c'est la couche du Sial nageant sur le Sima. Mais ainsi définie la croûte terrestre ne représente pas une enveloppe continue recouvrant tout le globe. Les séismogrammes ne révèlent pas de discontinuité à 30-50 km. sous l'océan Pacifique. Le Sial y est absent et le Sima est à nu. Sous l'océan Atlantique la croûte du Sial est considérablement réduite. Il se peut qu'à 70-80 km., en dessous de la surface, existe une zone de changement d'état, car la vitesse des ondes diminue légèrement. Mais à partir de 100 km., elle recommence à croître.

Rappelons que les recherches gravimétriques de Helmert

et de Hayford ont abouti à déterminer que le niveau d'équilibre isostatique se trouve à 118-123 km. Mais les séismogrammes ne marquent aucune discontinuité pour cette profondeur.

Par contre, tous les observateurs sont d'accord pour admettre l'existence, à 2900 km. de la surface de la Terre, d'une discontinuité importante. Jusqu'à cette profondeur, la vitesse des ondes séismiques augmente toujours — tantôt *successivement*, tantôt par sauts. — A la profondeur de 2900 km. survient une brusque diminution de vitesse (voir fig. 5). On n'a constaté aucune discontinuité entre ce niveau et le centre de la Terre. Ceci détermine l'existence du noyau. Le rayon du noyau serait environ 3400 km.

Quelle est alors la nature de ce noyau? La comparaison avec les météorites, la valeur de la densité qu'il faut attribuer au noyau de la Terre — tout cela porte à croire qu'il est composé de fer et de nickel comprimés. Des métaux lourds et rares, du carbone, du phosphore et d'autres éléments chimiques, s'y ajoutent en faibles quantités.

Si l'état physique du noyau et de l'enveloppe était identique, la vitesse des ondes séismiques serait plus grande dans le noyau. Sa diminution ne peut provenir que du changement de l'état physique qui se manifeste par la diminution de la rigidité. En employant les termes auxquels nous sommes habitués, *mais qui, ici, ne sont plus à leur place*, c'est le passage d'un corps de l'état solide à l'état liquide.

Une autre discontinuité marque la profondeur de 1200 km. Il ne s'agit pas là d'une chute brusque de la vitesse, mais de la diminution de l'accélération. Cette discontinuité ne peut provenir que du changement de la nature chimique du milieu.

Les géophysiciens sont en général d'accord au sujet de la composition de la zone entre la base de la croûte terrestre et la discontinuité de 1200 km. La matière de cette zone a pour densité 3,6 à 4. La vitesse des ondes séismiques y est de 8 à 12 km. par seconde. Ces caractères correspondent aux propriétés de la péridotite (roche composée essentiellement d'olivine) ou d'éclogite (roche qui peut provenir, par pression, du gabbro). Il n'y a pas de doute quant à l'état solide de la matière dans cette zone. Les opinions sont moins concordantes, pour la zone entre 1200 km. et 2900 km. Parmi les plus intéressantes sont celles de Goldschmidt et Tammann, et de Washington. Les deux premiers auteurs se basent sur l'expérience de la métallurgie pratique. Ils indiquent qu'à

l'époque où la Terre entière était à l'état liquide, trois phases séparées devaient exister inévitablement dans ce bain gigantesque. Ces trois phases (autrement dit — trois groupes de molécules chimiques) sont :

1) les *silicates*, 2) les *sulfures* et les *oxydes* des métaux et enfin 3) le *fer* et le *nickel*. Ce n'est qu'à une très haute température que les phases mentionnées sont miscibles. Avec le refroidissement apparaît la séparation. Et, ainsi, trois phases se répartissent suivant leurs densités respectives : en haut — le bain léger des silicates ; en bas, formant le noyau, — les métaux lourds, et dans la zone intermédiaire — les sulfures et les oxydes des métaux.

Contre l'hypothèse d'une enveloppe riche en sulfures s'élèvent deux objections importantes :

1) Dans la partie de la croûte terrestre qui nous est accessible, le soufre n'entre que pour 0,108 %.

2) Dans les météorites, le soufre ne se rencontre que rarement.

Washington se base sur les observations des phénomènes de la nature. L'intérieur de la Terre étant inaccessible aux observations directes, il recourt à l'étude des météorites.

Les chutes de corps célestes nous permettent d'étudier la pétrographie du ciel. Par analogie, on admet que les météorites nous donnent l'image de la matière qui se trouve dans les profondeurs de la Terre.

Les météorites forment deux groupes-limites : les météorites ferrifères et les météorites pierreuses.

Le fer est le composant essentiel du premier groupe.

Les secondes sont formées de silicates (olivine, plagioclase, augite et autres).

Il existe aussi un groupe intermédiaire : les météorites qui contiennent à la fois du fer et des silicates. Et ce groupe peut être encore divisé en deux sous-groupes : dans l'un, le fer domine la substance pierreuse ; dans le second, c'est le contraire.

En prenant pour modèle ces météorites, on peut diviser l'intérieur de la Terre en couches concentriques :

le noyau, composé de fer et de nickel ;

la première enveloppe, désignée par Washington comme « lithosporique », est formée de fer contenant une faible quantité de substance pierreuse ;

la seconde enveloppe « ferrosporique » est formée de silicates avec une faible quantité de fer ;

la troisième enveloppe, péridotique, est composée de pé-

ridotite, roche contenant essentiellement de l'olivine (orthosilicate de magnésie);

la quatrième enveloppe est basaltique;

la cinquième est granitique.

En jetant un coup d'œil rétrospectif, on doit reconnaître que, au cours de ces dernières années, nos connaissances des tréfonds de la Terre se sont remarquablement enrichies.

On emploie plusieurs méthodes pour pénétrer le mystère de l'intérieur de la Terre. Rappelons ces méthodes et sur quoi elles sont basées :

- 1) la détermination de la densité moyenne et la répartition des densités dans toute l'épaisseur de la Terre;
- 2) le degré géothermique et ses variations;
- 3) la radioactivité et la distribution dans la Terre des éléments radioactifs;
- 4) la rigidité générale de la Terre;
- 5) la gravimétrie dans ses applications à l'étude de l'isostasie;
- 6) la géochimie de l'intérieur de la Terre basée sur l'étude de la constitution des météorites, ainsi que sur la comparaison avec les bains métalliques en fusion;
- 7) la séismologie et, en particulier, les études concernant les vitesses des ondes sismiques.

Le nombre de ces méthodes est déjà significatif, montrant à quel point le problème est complexe. C'est seulement grâce à l'effort concerté des recherches utilisant ces diverses méthodes que certaines hypothèses ont pris enfin le caractère de vérités acquises. Cependant, les secrets que garde encore l'intérieur de la Terre sont nombreux et certains d'entre eux ne seront probablement jamais dévoilés aux humains.

---