

COMPTES RENDUS.

L. U. DE SITTER. — *Structural Geology*. Mc Graw-Hill Publishing Cy Ltd, London, 1956.

Nous recommandons vivement aux géologues de métier et aux étudiants avancés en géologie qui désirent se spécialiser dans cette attachante branche de leur science, la lecture du traité de géologie structurale du Professeur LAMORAAL ULBO DE SITTER, de l'Université de Leyde.

Nous avons pris ce livre en main avec l'intention d'en lire les quelques pages traitant de la résistance des roches sous l'action des champs de forces et en avons effectué la lecture intégrale, avec un intérêt qui n'a fléchi à aucun moment, tant l'exposé est clair, le style alerte, la compréhension facilitée par des croquis clairs et d'une présentation impeccable. Le Professeur DE SITTER — qui est parfaitement au courant des derniers développements de la géologie structurale, tant de par ses propres travaux que par la consultation de nombreuses publications et études, dont témoigne sa longue liste de références — a échappé au travers dans lequel sont tombés pratiquement tous les auteurs de traités analogues récents, se référant à l'une ou l'autre branche géologique : publication de volumes-fleuve, aussi épais que lourds, d'un prix inaccessible à toute bourse moyenne et exigeant un temps de lecture dont même un spécialiste ne peut disposer.

Le Professeur DE SITTER, qui se donne comme but de montrer les relations génétiques entre la multitude des formes tectoniques observables, divise son exposé en trois grandes parties traitant successivement : des propriétés physiques des roches, de la géologie structurale descriptive et comparée, des caractères des grandes unités structurales et des théories explicatives de leur genèse.

Dans la première partie, les propriétés physiques des roches, les rapports entre efforts et déformations, sont passés en revue, surtout pour nous faire comprendre pourquoi ces matériaux cassants que sont les roches se comportent comme des matériaux plastiques, sous des pressions élevées. Sous des tensions différentielles plus élevées que leur limite de résistance à la pression atmosphérique, tensions qui se superposent à la com-

pression uniforme du milieu environnant (confined pressure), les matériaux des roches ne se cassent pas, mais fluent le long d'un nombre infini de petits plans de cisaillement. Par des considérations théoriques l'auteur nous conduit aux importantes notions de viscosité élastique et d'écoulement élastique. Il insiste particulièrement sur le fait que les expériences de laboratoire, qui ne peuvent pas tenir compte exactement du facteur temps, ne peuvent nous donner des valeurs réelles ni de la résistance ni des vitesses des déformations plastiques.

Un très intéressant chapitre est consacré aux propriétés mécaniques des sédiments non encore consolidés, qui sont en somme des agrégats de deux phases : eau et grains minéraux. L'auteur y insiste sur le rôle important de l'eau de constitution des sédiments; sur la différence, sous ce point de vue, entre les sables et les argiles (dans ces dernières, en plus de l'eau interstitielle, un film d'eau pelliculaire entourant des grains plats et flexibles et les empêchant d'être en contact les uns avec les autres produit leur plasticité); surtout sur la répartition de la contrainte extérieure entre pression des grains et pression hydrostatique de l'eau interstitielle. Les résultats de l'étude de la mécanique des sols argileux chargés par un bâtiment, sont d'application quand la charge est constituée par un paquet supplémentaire de sédiments. On apprend ainsi le rôle et l'importance de la compaction directe (ou primaire) due à l'échappement de l'eau libre interstitielle et de la compaction séculaire (ou secondaire) due à l'expulsion de l'eau pelliculaire. Au fur et à mesure de l'expulsion de l'eau, la charge est lentement transférée de l'eau aux grains, le phénomène étant retardé par la perméabilité faible et décroissante de l'argile. L'expulsion de l'eau pelliculaire étant une fonction logarithmique du temps, la compaction, de ce fait, n'augmente pas linéairement avec l'accroissement de la charge.

Dans un chapitre sur la déformation des roches dans les expériences de laboratoire, la différence entre déformation élastique et plastique est nettement établie : l'écoulement élastique est caractérisé par une vitesse de déformation décroissante, la limite d'élasticité étant l'effort maximum pour lequel on peut maintenir une vitesse de déformation nulle après un écoulement élastique initial; l'écoulement plastique s'effectue sous une vitesse de déformation constante; la rupture est caractérisée par une vitesse de déformation croissante. Pour les déformations des roches le concept de résistance à la rupture

ne convient pas : une déformation plastique peut être due à des plans de glissement intergranulaires, ce qui représente certainement un mode de rupture spécial.

L'introduction du facteur temps dans les expériences de laboratoire, le rôle des dissolutions et recristallisations le long des plans de glissement, l'influence de la pression ambiante (pression s'exerçant sur tous les côtés d'une masse rocheuse enterrée et qui en forme un tout cohérent, pendant qu'une pression additionnelle dirigée l'oblige à changer de forme) donnent lieu à des développements très intéressants.

Après la relation des expériences destinées à étudier les propriétés physiques des roches, il est traité des expériences qui essaient de reproduire des structures tectoniques observables dans la nature. Notre auteur insiste sur les causes d'erreur : effets des parois, difficulté d'introduction de la pression ambiante et, surtout, impossibilité de respecter les lois de similitude qui exigent, vu la réduction des dimensions et de l'échelle des temps, d'employer des matériaux avec des « propriétés physiques réduites ». Toutefois, certaines simplifications sont possibles et, de plus, les microstructures permettent d'étudier les relations entre les grandes structures et les modèles à l'échelle. Les microstructures montrent souvent qu'il n'y a pas de changement de forme quand les dimensions changent, ce qui est dû au fait que la forme d'un pli, l'orientation d'une faille, dépendent des longueurs relatives, d'angles et non des longueurs elles-mêmes, donc de valeurs sans dimensions indépendantes de tout facteur de réduction. Les macro- et micro-structures tirent leur origine de la même combinaison de déformations élastiques et permanentes, d'où leur similitude. L'expérimentateur de laboratoire pourra réaliser des similitudes de formes, d'orientation des plans de fracture et des cisaillements, mais sera incapable de réaliser une similitude dynamique, ce qui est bien prouvé par le fait qu'aucune expérimentation n'a été capable d'imiter le plissement similaire, avec développement de clivage.

Un très important chapitre est certainement celui où il est traité du comportement des roches dans les phénomènes tectoniques, et dans lequel l'auteur développe les très utiles notions de roches compétentes rigides et roches ductiles incompétentes et examine les cinq modes principaux de déformation d'un paquet de roches : compression, écoulement élastique, écoulement élastico-visqueux, écoulement plastique, rupture. Dans

une tectonique par plis et failles, la compression en un volume plus faible, processus fini, ne peut jouer un rôle que tout au début, localisant les futures failles et crêtes de plis; l'écoulement élastique, processus également fini, ne peut non plus être un facteur important du plissement. L'écoulement élastico-visqueux, dans lequel la déformation élastique est continuellement et lentement remplacée par une déformation plastique, et l'écoulement plastique, avec les ruptures les accompagnant, sont largement étudiés, en rapport avec les facteurs qui déterminent la réaction d'un paquet de couches sous la contrainte qui lui est imposée : l'anisotropie des roches constituantes, la compétence relative des diverses couches composantes, tout particulièrement la limite d'élasticité la plus élevée de la roche la plus compétente, le taux d'augmentation de la tension déformative, la profondeur (ou la pression ambiante), l'action intrusive de profondeur (que ce soit par influence thermique ou par le caractère intrusif), le contenu fluide (conné ou intrusif). Les plissements concentriques de paquets de couches, avec cisaillements parallèles à la stratification et fissures d'extension sur les flancs des anticlinaux, sont des phénomènes typiques dus à une différence la plus faible possible entre limite d'élasticité et tension déformative; les structures d'écoulement sont les témoins-type d'une grande différence entre résistance et tension déformative; le clivage témoigne d'un stade intermédiaire. L'ensemble des considérations de ce chapitre est résumé dans le tableau suivant :

compression	processus fini . . .	pas de plissement;
déformation élastique . . .	processus fini . . .	plissement léger;
plissement élastico-visqueux .	processus continu .	plissement parallèle;
plissement plastique	processus continu .	clivage et schistosité;
écoulement	processus continu .	structures d'écoulement.

Dans ce tableau la suite des déformations, du haut vers le bas, indique soit une séquence de roches de limite d'élasticité décroissante déformée sous tension constante, soit une séquence de la même roche déformée sous tension croissante, avec toutefois la restriction que certaines structures de schistosité et d'écoulement dans les roches métamorphiques requièrent également une élévation de température.

Un dernier chapitre de la première partie du livre nous donne un aperçu très clair et bien ordonné, tout en étant réduit à

une vingtaine de pages, du but et des méthodes de la pétrologie structurale, qui essaie de trouver la relation qui existe entre déformations et champs de forces, en déterminant statistiquement l'orientation préférentielle des éléments déformés des roches (minéraux, fossiles, oolithes), par rapport aux lignes structurales (axes de plissement, clivages, etc.). Cette relation existe indubitablement, mais sa nature doit être fort complexe, et notre auteur insiste avec raison sur le fait que le plissement est un phénomène continu; durant son accomplissement, du stade initial au stade final, les bancs changent de position par rapport aux efforts principaux, d'où déformations et joints de type et d'orientation différents se succédant en un même endroit, avec possibilité de transition progressive d'un type à un autre.

*
**

Tandis que la première partie du livre s'est occupée du mécanisme des déformations à l'échelle du grain des roches, la deuxième partie traite de la tectonique de terrain, à l'échelle des plis et des failles; c'est la géologie structurale comparée qui décrit les déformations produites par les champs de forces dans la croûte terrestre, telles que nous pouvons les observer à sa surface. Les failles sont les phénomènes tectoniques les plus simples; l'auteur commence par leur description, passe ensuite aux plis, pour examiner en dernier lieu les relations entre l'histoire sédimentaire et les faits tectoniques et celles entre les différentes classes de structure.

Dès l'introduction il est insisté sur le fait que toutes les déformations se réalisent par des écoulements le long de plans de cisaillement; le déplacement total, le long de centaines de milliers de petits plans de cisaillement serrés, peut se concentrer ailleurs sur un seul plan parallèle aux premiers, le long duquel le mouvement est unique et important; dans le premier cas nous parlons de déformation plastique, de plissement; dans le second cas nous disons qu'il y a eu rupture et parlons de failles. Toutes les transitions existent dans la nature entre ces deux modes de déformation.

Les différents chapitres de la géologie structurale de terrain traitent successivement : de l'origine des failles et leur classification; des différents systèmes de joints et leur relation par rapport au champ de forces les ayant produits; des types de failles avec exemples concrets de structures; des principes du

plissement, que l'auteur traite comme un phénomène de cisaillement et dont les aspects différents (plissement parallèle, plissement semblable, écoulement plastique) se rapportent à la nature lithologique des couches en présence et au champ de forces, principalement à l'intensité de la contrainte par rapport à la limite élastique des roches; des structures diapiriques et d'effondrement; des structures formées par écoulement gravitationnel; de la relation étroite existant entre sédimentation et tectonique conduisant à l'idée de tectonique active, déterminant les vicissitudes de la sédimentation; des structures contournées; des microplis et leurs relations avec les macroplis; de l'interférence de structures appartenant à différentes phases de plissement.

Il est peut-être bon d'ajouter ici que nous avons adopté, pour traduire les expressions anglaises : « parallel fold » et « similar fold », les expressions du tectonicien français JEAN GOGUEL : plis parallèles et plis semblables, en comprenant dans les premiers ceux pour la formation desquels les bancs ont glissé les uns par rapport aux autres avec conservation de leurs épaisseurs et parmi les seconds ceux dans lesquels les formes des bancs d'un même pli sont superposables, ce qui est obtenu par la non-conservation des épaisseurs qui, dans un même banc, varient avec l'inclinaison.

Si les chapitres de géologie structurale descriptive sont classiques, quoique l'ouvrage que nous présentons se caractérise par l'examen, pour chaque structure décrite, de la disposition du champ de forces qui a pu présider à sa formation et du processus mécanique de cette formation, les deux chapitres traitant de l'écoulement gravitationnel et de la connexion étroite entre la sédimentation et la déformation sont particulièrement développés et pleins d'intérêt.

Après rappel des notions d'écoulement gravitationnel profond et superficiel, de nombreux exemples d'écoulements superficiels sont donnés, qui se situent entre les deux cas extrêmes : écoulement d'une faible masse compétente sur un membre particulièrement incompetent (glissement sur base lubrifiée) et écoulement d'une masse mal stratifiée de roches hautement incompetentes sur un plan basal de décollement, masse dans laquelle peuvent flotter des fragments des membres compétents de la séquence originelle. Les plis couchés, à flancs renversés nullement atténués, sont considérés par DE SITTER comme caractéristiques de l'écoulement gravitationnel, tandis que,

lors de la formation de plis couchés par compression latérale et chevauchement, le flanc médian renversé ne peut se conserver intact mais est fortement aminci, ou remplacé par une faille. D'après notre auteur, les nappes de glissement helvétiques sont, indubitablement, les masses de glissement les plus importantes jamais décrites comme telles. Pour comprendre leur mécanisme de formation il se rapporte aux failles de chevauchement superposées de notre bassin houiller de Charleroi.

« Nous pouvons imaginer », écrit-il, « que postérieurement au plissement (dont les failles de chevauchement sont contemporaines), l'arrière a pu se soulever amenant les plans de chevauchement à une position horizontale et même jusqu'à un pendage nord. Si pareil mouvement vertical a été accompagné par une nouvelle contraction légère, les mêmes plans de chevauchement ont été réactivés et, suivant toutes probabilités, l'une après l'autre, les écailles ont glissé sur les surfaces de cisaillement préexistantes. Il en est résulté trois nappes, empilées l'une sur l'autre dans la fosse marginale se trouvant plus au Nord et qui s'est formée pendant le soulèvement de la partie centrale du bassin plissé. Comme le mouvement de soulèvement imaginé s'est produit en arrière des écailles, il est évident que c'est l'écaille la plus méridionale qui a commencé par glisser la première, les autres suivant au fur et à mesure de l'accentuation du soulèvement. Les écailles frontales ont ainsi transporté celles situées plus à l'arrière, vers l'avant, sur leur dos ».

Ayant donné cette interprétation, que nous trouvons fort séduisante, de la structure du bassin houiller de Charleroi, DE SITTER montre l'analogie avec celle des nappes helvétiques, pour arriver à la conclusion que les phénomènes tectoniques par écoulement ne sont qu'un accompagnement des structures formées par compression latérale, puisque c'est la compression latérale qui produit les pentes nécessaires à l'écoulement gravitationnel, qu'il y a donc une étroite relation entre écoulement gravitationnel et compression tangentielle.

Nous ne saurions toutefois ne pas rappeler ici que, déjà en 1884, MARCEL BERTRAND essayait d'appliquer les connaissances géologiques acquises sur les structures du bassin houiller franco-belge à l'étude des Alpes, puis que par contre, en 1906, lors d'une conférence donnée à Liège, PIERRE TERMIER considérait que la situation était intervertie et que les Alpes « en pleine clarté » devaient servir à pénétrer le secret des vieilles chaînes, rentrées elles « dans une sorte de pénombre ». Cinquante

ans plus tard nous voyons DE SITTER reprendre la démarche inverse, préconisée dès 1884 par M. BERTRAND.

Le contrôle structural de la sédimentation fait l'objet d'un chapitre lequel, s'il est court, n'en est pas moins particulièrement clair et intéressant. La dépendance étroite entre les processus de sédimentation et orogénique est parfaitement mise en évidence par l'examen de l'environnement structural, qui détermine les caractères des facies orogéniques (synorogéniques ou flysch, postorogéniques ou molasse) et épirogéniques (épicontinentaux ou géosynclinaux). Le nouveau concept des courants de turbidité est employé pour expliquer les caractères typiques des sédiments à facies géosynclinal ou à facies flysch.

L'examen détaillé d'un échantillon de calcaire avec lits de cherts, dessinant un micropli, permet à notre auteur de montrer que, sous l'influence d'un seul champ de contraintes, une compression horizontale, se sont formés en même temps dans ce micropli : un plissement concentrique (lignes d'écoulement dans le calcaire, joints rotationnels dans les cherts); un clivage (plis d'entraînement dans le calcaire, fissures dans l'axe et les flancs); une extension parallèle à la stratification (joints d'extension, fissures transverses dans les cherts, amincissement du calcaire); un cisaillement indépendant du mécanisme de plissement (joints de cisaillement dans le calcaire, faisant un angle de 20-25° avec la contrainte). Le phénomène de plissement est complexe. Ses formes dépendent de l'action d'ensemble du champ de contraintes qui comporte de la compression, de l'extension, du cisaillement, agissant chacune dans une direction différente. Il faut se garder de généraliser les observations faites en un point isolé, dans lequel peut n'avoir été active qu'une seule de ces contraintes. De plus, dans l'extension des caractères des microplis aux macroplis, il ne faut pas oublier que si les fractures sont analogues dans les deux genres de plis, les formes peuvent être complètement différentes car, les masses étant différentes, il en est de même de l'action de la gravité.

*
**

Après avoir étudié le mécanisme de la déformation à l'échelle des éléments constitutifs des roches, puis à celle des unités tectoniques élémentaires, plis et failles, la troisième partie du

traité du Professeur DE SITTER étend cette étude à l'échelle du globe terrestre. C'est la géotectonique, dont les chapitres traitent successivement : des concepts fondamentaux en géotectonique (chapitre dans lequel il est insisté sur l'action continue des forces déformatives dans la croûte terrestre, dont nous n'enregistrons particulièrement que les périodes spectaculaires : tectogenèses, orogenèses, épirogenèses); des phases magmatiques dans l'orogenèse (géosynclinale, syntectonique, volcanisme post-tectonique); des chaînes de montagnes intercontinentales du type méditerranéen; des chaînes de montagnes circumcontinentales américaines; des arcs d'îles; des boucliers; des bassins; des blocs; des relations des orogénies dans le temps et dans l'espace; des théories sur les causes des orogénies.

Examinant les relations magmatisme-orogénie, le Professeur DE SITTER arrive à broser le tableau suivant des déformations accélérées que nous appelons une orogénie : ramolissement d'une couche basale par fusion différentielle (formation de granite palingénétique); rupture, par la contrainte qui produit l'enfoncement épirogénique du géosynclinal; de ce fait, séparation mécanique des couches supérieures de leur substratum; grande réduction de la résistance à cette contrainte; passage de la déformation élastique à la déformation plastique avec, comme conséquence, l'accélération des déformations et l'intrusion magmatique dans la partie centrale des structures géanticlinales où la pression est la plus faible, tout comme le long des plans de stratification, fissures, plans de cisaillement, ce qui déclanche le processus de migmatitisation. Il rejette dans le magmatisme le point de vue transformiste (métasomatose de roches *in situ*) tout comme l'intrusion pure et considère le magmatisme comme un processus complexe de géologie structurale, dont l'intensité dépend de trois facteurs, plus ou moins indépendants : la localisation à la surface de la terre (épaisseur de la croûte sialique), l'intensité des forces orogéniques et l'âge relatif de l'orogénie.

Par la description de plusieurs unités orogéniques l'auteur dégage ses concepts fondamentaux de géotectonique : la croûte terrestre est soumise à un champ continu de contraintes; l'orogénie représente des moments pendant lesquels la limite de résistance est atteinte; il existe dans la croûte terrestre deux étages réagissant différemment sous la contrainte : un étage inférieur, caractérisé par des déformations homogènes, et un étage supérieur, qui est celui des déformations discontinues;

le facteur déterminant du mécanisme de plissement est la relation entre contraintes et degré de compétence des séries sédimentaires sous contrainte : si la contrainte a juste dépassé la limite de résistance, c'est une déformation élastico-visqueuse du type parallèle qui a eu lieu (superstructures) tandis que si, de par une incompétence élevée, la contrainte a pu s'élever loin au-delà de cette limite, la déformation produite a été du type semblable, accompagnée par de la schistosité ou clivage (infrastructures).

Nous touchons ici à une conception essentielle de notre tectonicien qui est exposée à plusieurs reprises et pour chaque échelle des dimensions : la grande différence de comportement des roches compétentes et incompétentes, qui explique la possibilité de trouver en un même point de la croûte des déformations de types forts différents si la différence de compétence entre les diverses couches superposées est élevée.

La succession dans le temps et la localisation dans l'espace des grandes zones orogéniques sont amplement discutées afin de rechercher leurs facteurs déterminants par rapport à leurs caractères. Cela mène naturellement à l'exposé critique des théories qui ont été émises quant à la cause des orogénies : la théorie classique de la contraction du globe produite par son refroidissement; la théorie de JOLY, de l'expansion par la chaleur radioactive; la théorie de WEGENER sur la dérive des continents; la théorie de HAARMANN, BAILEY WILLIS et VAN BEMMELEN de l'oscillation et l'undation et enfin la théorie des courants de convection de WENING-MEINESZ.

Cet examen critique nous montre qu'aucune de ces théories explicatives n'est entièrement satisfaisante, car toutes ne constituent que des extrapolations conjecturales. La contraction cadre bien avec cette caractéristique majeure des déformations de la croûte terrestre : zones de compression fréquentes et intenses et zones d'extension rares et étroites, mais elle est devenue fort douteuse quant à ses origines puisque, depuis le Précambrien, nul refroidissement ne se reflète ni dans les sédiments, ni dans leur contenu organique. La dérive de continents explique les similitudes observées, mais fait abstraction des dissimilitudes; son premier principe, non-fixité des continents dans leur position actuelle, depuis la naissance de la croûte, reste une acquisition réelle de la pensée tectonique et son deuxième principe, le déplacement des pôles, s'il est prouvé inexact pour le Tertiaire, il reste probable pour des temps

plus éloignés. Le principe des géotumeurs et des déplacements de masses subcrustales, mis en jeu par la théorie de l'oscillation, est fascinant d'après DE SITTER, mais la cause première invoquée, d'ordre cosmique, reste mystérieuse et personne n'a trouvé acceptable que la tectonique d'écoulement puisse être une cause universelle des phénomènes tectoniques. La théorie de l'undation, de VAN BEMMELEN, mérite l'attention parce qu'elle établit une relation étroite entre les aspects magmatiques et structuraux de la formation des montagnes, mais elle n'est, bien souvent, qu'une théorie ad hoc, inadmissible par l'absence de toute force tangentielle primaire. Quant à la théorie des courants de convection, les grands courants, qui cherchent profondément l'origine des forces déformatives, sont adéquats; mais on peut s'attendre à l'arrêt de ces grands courants originels, qui ont suivi un stade initial chaotique, après un stade de développement très ancien; dès lors, la recherche de systèmes de courants pour expliquer chaque fait remarquable par son courant particulier devient rapidement contradictoire et compliquée.

En un dernier chapitre, dont les 16 pages écrites d'un style alerte se lisent aussi agréablement qu'un morceau littéraire, le Professeur DE SITTER tente d'établir une synthèse à laquelle on ne puisse pas reprocher, comme à toutes les théories sur l'origine des forces diastrophiques, de n'être que « la généralisation d'une série de faits les favorisant particulièrement, avec omission de toute autre série de faits en contradiction ».

Pour établir cette synthèse, il part d'une donnée fondamentale : l'existence à la surface de la terre de deux traits topographiques majeurs : le Pacifique et sa ceinture de plissements; la zone orogénique de Téthys (méditerranéenne) perpendiculaire à la première. Il examine le champ de forces terrestre et nous montre sa relation avec la résistance de la croûte, conduisant au principe de la distribution des zones de déformation par la variation de la résistance et à l'interdépendance des différentes zones de déformation sur de grandes distances. Il passe ensuite à la relation effort-temps, le plus évident dénominateur commun des déformations structurales étant leur distribution dans le temps et établit les durées des phases récurrentes sur lesquelles est distribuée l'énergie déformative, puis la répartition et les dimensions spatiales des déformations, en une séquence de dimensions décroissantes. La relation temps-espace est réglée par l'accumulation lente d'énergie potentielle

pendant des périodes de l'ordre de 200 millions d'années, énergie relâchée ensuite pendant une période beaucoup plus courte, de l'ordre de 50 millions d'années. Une fois ce relâchement d'énergie en cours, la distribution de l'énergie cinétique est réglée par la distribution des masses.

Quant au champ de forces lui-même, il est omniprésent, augmente quand on lui résiste et diminue quand la résistance cède. Une sphère qui se contracte offre le départ le meilleur pour un tel champ de forces, qui cadre bien : avec l'existence d'un hémisphère à contraction Nord-Sud le long d'une ligne Est-Ouest à peu près équatoriale et d'un hémisphère avec une contraction Est-Ouest le long de lignes disposées Nord-Sud (hémisphère oriental avec sa ceinture plissée méditerranéenne et hémisphère occidental avec sa ceinture plissée circumpacifique); avec la contemporanéité des périodes orogéniques à la surface du globe, et leur nature cyclique (nécessité de périodes d'accumulation d'énergie pour déclancher une nouvelle période déformative).

L'origine de la contraction de la Terre ne pouvant pas être recherchée dans son refroidissement, le Professeur DE SITTER développe une théorie basée sur une compaction de la matière, avec transport d'éléments lithophiles vers le haut et sidérophiles vers le bas, compaction du noyau, réponse de la croûte par déformation, établissement d'un champ de contraintes tangentiel généralisé. C'est un renouvellement fort adroit de la théorie de la contraction, qui permet ensuite à son auteur d'écrire l'historique du développement de notre globe, dans lequel les courants de convection jouent un rôle prépondérant pendant une période de jeunesse, pendant laquelle l'existence de cycles orogéniques est improbable et qui se termine longtemps avant la fin du Précambrien. L'âge moyen de la Terre commence lorsque la permanence des continents et des océans est établie, avec une croûte dans laquelle une contrainte omniprésente produit la succession des cycles géosynclinaux orogéniques. Dans cette croûte, le dispositif des zones de moindre résistance est fixé par le besoin d'atteindre une égale contraction de tout grand cercle et aussi par les irrégularités de la croûte elle-même, avec ses continents sialiques et ses fonds océaniques basaltiques. La zone circumpacifique absorbe la plupart de la contraction Est-Ouest, tandis que la zone méditerranéenne et les Antilles restent des aires de contraction principalement Nord-Sud.

Le traité du Professeur DE SITTER, de lecture aussi facile qu'agréable, peut en outre servir, de par ses nombreux exemples clairs et précis, comme un excellent ouvrage de référence.

B. M. ADERCA.

Association pour l'Étude de la Paléontologie
et de la Stratigraphie houillères.

Novembre 1957.