

Zeitschrift: Bulletin de la Société Vaudoise des Sciences Naturelles
Herausgeber: Société Vaudoise des Sciences Naturelles
Band: 68 (1962-1964)
Heft: 306

Artikel: Applications de la thermoluminescence à la géologie
Autor: Chessex, Ronald
DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-275421>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. [Siehe Rechtliche Hinweise.](#)

Conditions d'utilisation

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. [Voir Informations légales.](#)

Terms of use

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. [See Legal notice.](#)

Download PDF: 26.11.2024

ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, <https://www.e-periodica.ch>

Applications de la thermoluminescence à la géologie *

PAR

RONALD CHESSEX

Privat-docent

I. INTRODUCTION

Exprimons tout d'abord notre reconnaissance à la Commission pour la science atomique qui a financé notre programme de recherches et au Département de l'Instruction publique et des Cultes qui a aménagé les locaux nécessaires à notre travail. Nous tenons également à remercier les professeurs M. GYSIN et M. VUAGNAT qui ont été les initiateurs du projet de géochronométrie dans lequel rentre cette étude sur la thermoluminescence.

Grâce aux progrès de la physique, de l'électronique en particulier, le géologue dispose maintenant d'instruments qui lui permettent d'aborder des recherches sous un angle nouveau, de réviser ou de confirmer certaines hypothèses et de compléter des études de terrain et de laboratoire. Il est ainsi devenu possible, par exemple, pour de nombreux Instituts des sciences de la terre d'acquérir les appareils nécessaires à la détermination de l'âge absolu de certains minéraux et roches de l'écorce terrestre. Cette nouvelle science porte le nom de géochronométrie.

Mais venons-en sans plus tarder au sujet qui nous intéresse : celui de la thermoluminescence. Plus particulièrement, quels services le phénomène physique de la thermoluminescence peut-il rendre à la géologie ? Avant de les examiner, définissons brièvement la thermoluminescence comme étant la propriété que possèdent certaines substances d'émettre de la lumière visible lorsqu'elles sont chauffées en-dessous de la température à laquelle commence l'incandescence.

Un bref aperçu historique nous apprend que le phénomène de la thermoluminescence a été décrit pour la première fois par BOYLE, en 1663, sur des diamants. Toutefois, il faut attendre la date de 1902 pour que les premières mesures qualitatives de thermoluminescence

* Leçon inaugurale prononcée à l'Université de Lausanne, le 6 décembre 1960.

soient faites par PIERCE. MEYER et PRZIBRAM, en 1916, furent les premiers à relier la thermoluminescence aux effets de radiations de grande énergie et ils formulèrent les bases de la théorie acceptée actuellement. En 1932, ELLSWORTH a suggéré que la thermoluminescence pouvait être causée par des impuretés (éléments traces) contenues dans le cristal. En 1934, STEINMETZ a été capable de différencier des maxima d'intensité lumineuse à des températures variées.

Ce n'est cependant qu'à partir de 1940, grâce au développement des tubes photomultiplicateurs, qu'il a été possible de faire des mesures quantitatives précises d'intensité de la thermoluminescence. Des recherches ont été entreprises dès 1947 à l'Université du Wisconsin (USA), sous la direction de F. DANIELS, qui fut le premier à utiliser la thermoluminescence en relation avec des problèmes d'ordre géologique. Les premiers résultats furent présentés au meeting de St. Louis (1951) par D. SAUNDERS (thermoluminescence et corrélations stratigraphiques) et E. ZELLER (thermoluminescence et géochronométrie). Depuis cette date, des recherches concernant ces applications ont été entreprises aux USA, par des compagnies pétrolières principalement, ainsi que dans différents pays d'Europe (Italie, Suisse).

II. THÉORIE SOMMAIRE DU PHÉNOMÈNE DE LA THERMOLUMINESCENCE

Un bref aperçu de cette théorie sera suffisant pour la compréhension de l'exposé qui va suivre.

Afin d'exhiber le phénomène de la thermoluminescence, une substance doit posséder une structure ordonnée ou semi-ordonnée et être semi-conductrice.

Nous savons que les électrons ne peuvent se trouver que dans des bandes d'énergie bien définie, ayant une certaine largeur, séparées par des bandes d'énergie interdite. Dans ces bandes, les différents niveaux d'énergie sont rapprochés au point qu'on peut les considérer comme continus.

Quand un cristal semi-conducteur est exposé à des radiations d'énergie suffisante (dans les minéraux, ces radiations pourront être émises par les nuclides radioactifs contenus en tant qu'impuretés, et dont les principaux sont : U^{233} , Th^{232} et K^{40}), des électrons absorberont assez d'énergie pour être déplacés de leur position réticulaire normale, dans la bande dite de valence, et passeront dans une bande d'excitation d'énergie supérieure (qui pourra être la bande dite de conductibilité).

Dans certains cas, le retour des électrons du niveau excité au niveau fondamental s'effectue spontanément avec émission de lumière (fluorescence).

Mais nous avons déjà mentionné que nous devons fournir au cristal une certaine quantité d'énergie, sous forme de chaleur, pour

observer la thermoluminescence. Nous sommes donc devant une variété de phosphorescence, phosphorescence stimulée par la chaleur.

Nous savons que le schéma énergétique d'une phosphorescence (fig. 1), par rapport à celui d'une fluorescence, est compliqué par l'intervention d'un niveau métastable, appelé également piège. L'électron amené sur le niveau excité a la possibilité de tomber sur le niveau métastable m . La transition $m \rightarrow f$ n'a pas lieu et l'électron ne peut sortir du niveau m que s'il reçoit une certaine quantité d'énergie E , appelée énergie d'activation, l'amenant à nouveau sur le niveau e . On appelle également E la profondeur du piège.

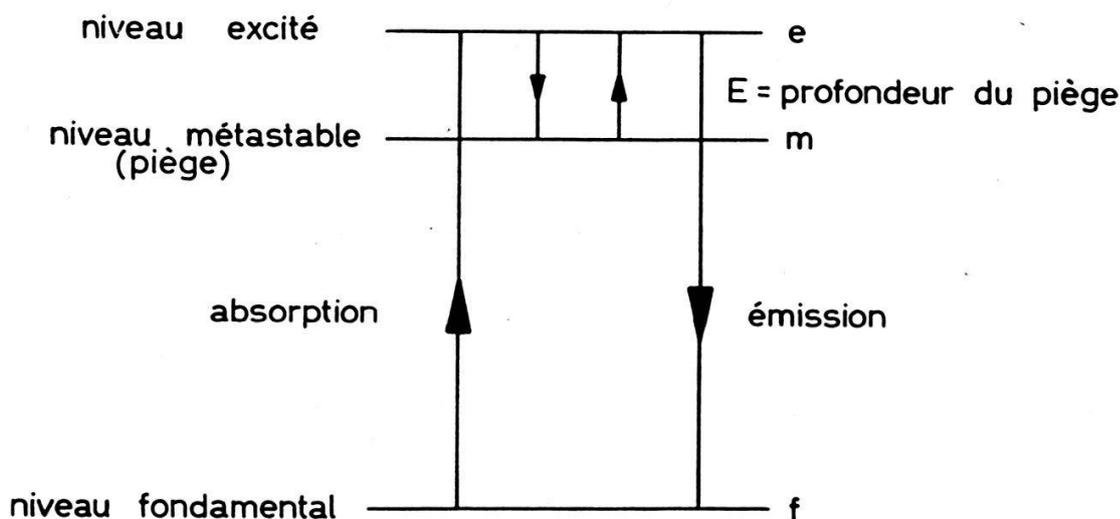


Fig. 1. — Schéma énergétique d'une phosphorescence.

Ainsi, lorsque le cristal est chauffé, l'énergie thermique acquise est suffisante pour libérer progressivement ces électrons retenus prisonniers dans les pièges et leur permettre de retourner sur le niveau de conductibilité. Leur retour sur le niveau fondamental s'effectue avec libération d'une certaine quantité d'énergie sous forme de chaleur et, parfois, de lumière visible (thermoluminescence).

Il convient de noter que la plupart des substances ne sont pas luminescentes à l'état pur. Des impuretés, sous forme d'éléments traces, ou des défauts de la structure cristalline, jouent en général le rôle d'activateurs de la luminescence. Ces centres luminogènes, comme on les appelle, sont les niveaux responsables du spectre d'émission de la lumière émise. Les pièges à électrons, eux, sont les niveaux métastables responsables de la persistance de l'émission lumineuse après l'excitation. Comme les centres, ils sont formés par des impuretés et des défauts de la structure (D. CURIE, 1960).

La luminescence est par conséquent causée par des imperfections de la structure et de la composition idéale du cristal, imperfections que l'on peut donc diviser en deux groupes principaux :

1. *Impuretés sous forme d'éléments traces.* Certains éléments sont bien connus comme étant des activateurs de la luminescence : les ions Cu^+ , Ag^+ , Mn^{2+} , dans ZnS , Tl^+ dans KCl par exemple. Les terres rares jouent aussi souvent le rôle d'activateurs. D'autres éléments, au contraire, ont le pouvoir d'inhiber la luminescence : Fe , Ni , Co . Les radioéléments contenus dans un minéral sous forme d'éléments traces émettent des radiations ayant le pouvoir d'amener les électrons dans le niveau de conductibilité. Ces électrons pourront ensuite être retenus prisonniers dans des pièges. Les particules alpha émises, une fois arrivées à destination, formeront des atomes interstitiels, créant ainsi des défauts.
2. *Défauts de la structure cristalline.* On peut distinguer les défauts dits de Frenkel de ceux dits de Shottky. Il y a également d'autres types de défauts structuraux qui n'entrent pas dans une de ces catégories.
 - a) *Défauts de Frenkel.* Ils sont produits lorsqu'un ion quitte son site normal, dans le réseau cristallin, pour aller occuper une position interstitielle. Il laisse alors une place vacante. Il y a ainsi formation d'une paire de défauts : un site à lacune et un autre avec un ion interstitiel qui, tous deux, peuvent devenir des pièges à électrons. Les radiations d'origine radioactive, par exemple, peuvent déplacer des atomes (les particules alpha à la fin de leur trajet et les noyaux de recul associés spécialement), créant ainsi des défauts de Frenkel.
 - b) *Défauts de Shottky.* Un atome ou un ion quitte sa position réticulaire pour migrer à la surface ou vers une discontinuité du cristal. Il laisse alors une place vacante (lacune).

Une substance thermoluminescente n'exhibera ce phénomène qu'une seule fois car, sous l'effet de la chaleur, tous les pièges à électrons auront été vidés. Toutefois, elle pourra être rendue à nouveau thermoluminescente par exposition à des radiations d'énergie élevée (particules alpha et beta, rayons X et gamma). Il s'agit alors d'une thermoluminescence artificielle, par opposition à la thermoluminescence naturelle qui, pour être observée, ne nécessite pas une irradiation préalable de l'échantillon.

III. MESURE DE LA THERMOLUMINESCENCE

On peut distinguer les procédés de mesure suivants :

1. *Méthodes visuelles*

Elles ont été les premières employées mais sont de peu d'intérêt et appartiennent maintenant au domaine du passé.

2. *Analyse spectrale de la lumière émise*

Les minéraux thermoluminescents émettent de la lumière visible dans des bandes de longueur d'onde plus ou moins bien définies. Par exemple, la calcite émet généralement dans le jaune de même que l'apatite, la scapolite et le spodumène. La dolomite émet une lumière orange ainsi que la lépidolite. La fluorine émet de préférence dans le bleu ou le vert. Les feldspaths sodiques émettent une lumière blanche, les feldspaths potassiques une lumière bleue. Nous avons ainsi mentionné les principaux minéraux pouvant être thermoluminescents.

3. *Enregistrement de la courbe d'intensité de la thermoluminescence (glow-curve)*

C'est la méthode la plus couramment utilisée actuellement. Elle a été proposée par F. URBACH, en 1930. Elle permet d'effectuer une mesure quantitative de l'émission lumineuse en fonction de la température à laquelle l'échantillon est soumis.

Il est important de chauffer le corps à une vitesse constante. En général, cette vitesse est de l'ordre de 1°C par seconde. F. HOUTERMANS a proposé un échauffement beaucoup plus rapide (environ 100°C par seconde), ce qui permettrait de déceler des intensités lumineuses beaucoup plus faibles (thermoluminescence des météorites et des tectites, par exemple).

Sous l'effet de l'élévation de température, les pièges à électrons les moins profonds se vident tout d'abord. S'il n'y a qu'une seule profondeur de pièges, l'intensité de la thermoluminescence I passe par un maximum, à la température T , puis décroît progressivement pour atteindre une valeur nulle lorsque les derniers pièges se sont vidés. Si la distribution des pièges fait intervenir des groupes distincts, on observe autant de maxima qu'il y a de groupes de pièges.

Il faut toutefois mentionner que cette théorie, admise par la plupart des savants, est réfutée par d'autres, G. BONFIGLIOLI, par exemple, pour qui les températures des maxima d'intensité de la thermoluminescence ne dépendraient pas de la profondeur des pièges mais de leur concentration (voir figure 2 à la page suivante).

IV. EQUIPEMENT

Les instruments nécessaires à l'enregistrement de courbes d'intensité de la thermoluminescence sont les suivants :

1. *Four*. Il permet de chauffer l'échantillon (sous forme de poudre ou de plaquette). Ce dernier est placé dans une capsule d'Ag placée sur un élément chauffant, en nichrome par exemple, et de forme variable (il n'existe

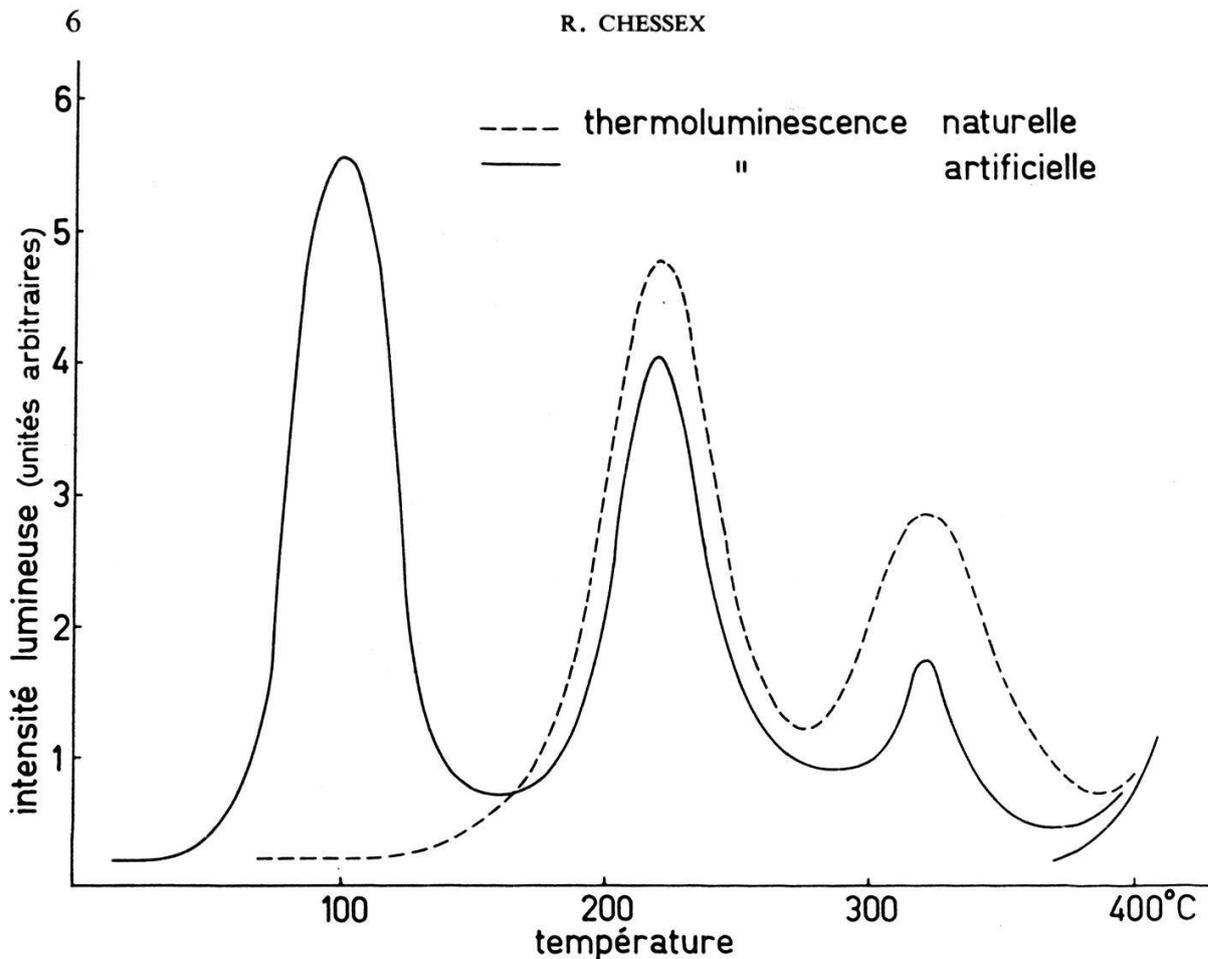


Fig. 2 — Courbes d'intensité de la thermoluminescence naturelle et artificielle de la calcite.

pas de type standard ; chaque laboratoire développe et améliore ses propres modèles). Un thermocouple permet l'enregistrement de la température.

2. *Bloc programme*. Cet instrument permet d'obtenir une vitesse de chauffage constante, nécessaire pour l'obtention de courbes non déformées et comparables.
3. *Tube photomultiplicateur*. Sa fonction est de convertir les radiations lumineuses en un courant électrique mesurable. Les réponses spectrales et les pouvoirs de multiplication de ces tubes sont variables. Par exemple, le tube RCA 6310 a une sensibilité maxima pour le bleu ; il est capable de multiplier un faible courant photoélectrique (produit par de faibles sources lumineuses) à la cathode par un facteur de 12 500 000 en opérant à 2000 V.
4. *Amplificateur*. Il sert à amplifier le courant électrique provenant du tube photomultiplicateur. Il est donc placé entre ce dernier et l'enregistreur.
5. *Source de haute tension*. Elle est utilisée pour fournir au tube photomultiplicateur une tension constante, généralement comprise entre 1000 et 2000 V.
6. *Enregistreur*. Il existe divers modèles de potentiomètres enregistreurs. Un des plus utilisés actuellement est le Speedomax XY, qui enregistre simultanément la température suivant l'axe des X et l'intensité lumineuse suivant celui des Y. On emploie également des enregistreurs à deux points : un point enregistre la température, le second l'intensité de la lumière émise.

Source d'irradiation

Une étude de minéraux thermoluminescents nécessitant généralement la détermination de la courbe d'intensité de la thermoluminescence artificielle aussi bien que de la thermoluminescence naturelle, il faut avoir la possibilité d'irradier les substances étudiées. Les sources d'irradiation les plus utilisées émettent des rayons gamma mais il est aussi possible d'employer des particules alpha et bêta ou des rayons X. Le Co^{60} , qui émet des bêta mous et des gamma de 1,1 et 1,3 MeV, est utilisé dans plusieurs laboratoires. L'Université du Kansas, par exemple, possède une telle source, de 100 curies (flux de 200 000 roentgens par heure). Cette source est placée sous terre, dans un bâtiment spécial. Elle a la forme d'un cylindre creux dans lequel l'échantillon (contenu dans une capsule de plastique) peut être placé à partir du sol (au moyen d'une canne à pêche, par exemple), sans danger pour l'opérateur.

En dernier lieu, le laboratoire intéressé dans les applications géologiques de la thermoluminescence doit posséder (pour les mesures de détermination d'âge particulièrement) un instrument de mesure de la radioactivité : chambre d'ionisation, compteur à scintillations, etc. Ce dernier jouit actuellement de la plus grande faveur.

Dans un *compteur à scintillations alpha*, l'échantillon (généralement en poudre) est placé sous un tube photomultiplicateur dont la cathode photosensible est enduite d'un phosphore en ZnS (Ag) dont le rôle est de convertir les particules alpha qui le frappent en scintillations lumineuses qui sont ensuite converties par le tube en impulsions électriques. Ces impulsions sont amplifiées et enregistrées par un démultiplicateur électronique (appelé également échelle). L'activité spécifique alpha de l'échantillon (pour une surface ou un poids donné) est obtenue simplement en divisant le nombre d'impulsions enregistrées par le temps de comptage (alpha/cm².heure ou alpha/mg. heure).

V. APPLICATIONS DE LA THERMOLUMINESCENCE A LA GÉOLOGIE

Jusqu'à maintenant les recherches ont porté principalement sur les corrélations stratigraphiques et les déterminations d'âge de formations calcaires.

1. *Corrélations stratigraphiques*

Ce sont des formations calcaires et dolomitiques qui ont été l'objet de la majorité des recherches. Dernièrement, des roches volcaniques ont également été étudiées.

Les initiateurs de ces recherches sont partis du principe que les impuretés radioactives et certains éléments traces qui déterminent la forme de la courbe d'intensité de la thermoluminescence ainsi que la quantité de lumière émise, ont été incorporés dans la roche au moment de sa formation et reflètent ainsi les conditions chimiques du milieu. Ces conditions sont supposées être uniformes sur de grandes distances.

Les caractéristiques des courbes devraient servir à :

a) identifier et caractériser une formation,

- b) reconnaître sommet et base d'une série,
- c) diviser d'épaisses formations calcaires dépourvues de fossiles en plus petites unités,
- d) aider à déceler des zones d'érosion, des lacunes stratigraphiques (J. M. PARKS, 1953)

Bien que les premiers résultats aient pu sembler relativement satisfaisants, objectivement, il faut reconnaître que ces recherches n'ont pas été couronnées de succès. Comme les corrélations ne sont guère possibles d'après la seule forme de la courbe d'intensité de la thermoluminescence, on reporte généralement des rapports entre les hauteurs de différents pics en regard du niveau considéré (de la profondeur dans un carottage).

D. F. SAUNDERS (1953) signale des analogies évidentes entre les courbes de thermoluminescence artificielle de formations de calcaires mississippiens des Montagnes rocheuses distantes de plusieurs centaines de km (Arizona, Wyoming et Dakotas).

Pour J. M. PARKS (1953), qui a étudié les mêmes formations, les variations de la radioactivité des calcaires semblent être le facteur dominant causant les variations de la thermoluminescence.

C. W. PITRAT (1956), en essayant de subdiviser le groupe de Madison, composé de calcaires d'âge mississippien (Montagnes rocheuses du Wyoming, du Montana et de l'Utah), au moyen des rapports pic moyenne temp./pic haute temp. et pic basse temp./pic moyenne temp. des courbes de thermoluminescence artificielle, trouve que ces rapports sont affectés principalement par la teneur des calcaires en Mg. Plus cette teneur en Mg croît, plus le pic médian prend de l'importance aux dépens des deux autres.

Ainsi, ces corrélations sont basées essentiellement sur la teneur des calcaires en dolomite. On conçoit que si cela peut se révéler exact sur de courtes distances latérales, il n'y a guère de raison qu'il en soit de même sur de longues distances. Ces conclusions se trouvent vérifiées à la lecture des résultats obtenus par R. E. BERGSTROM (1956) et J. M. MCNELLIS (1959) qui ont étudié des séries du Pennsylvanien du Middle West des USA. Ces auteurs trouvent de grandes différences dans les courbes de thermoluminescence d'un même échantillon. On remarque ainsi que l'intensité lumineuse est souvent maxima à la base des bancs calcaires, probablement due à une concentration plus élevée en éléments traces activateurs. Lorsque la teneur en résidu insoluble dépasse une certaine valeur (15 % en moyenne), l'intensité de la thermoluminescence décroît très rapidement. D'après les observations de C. W. PITRAT (1956) et de R. E. BERGSTROM (1956), il ne semble pas exister de relation étroite entre radioactivité et thermoluminescence de calcaires du même âge.

A la lumière de ces études, il paraît certain que de nombreux facteurs contrôlent la thermoluminescence des roches et des minéraux ou influencent l'interprétation des résultats : facteurs lithologiques (les séries cycliques donnent des courbes de thermoluminescence cycliques), composition chimique, phénomènes de recristallisation, pression, chaleur, échantillonnage.

La courbe d'intensité de la thermoluminescence représente certainement la somme de ces influences chimiques et physiques (R. E. BERGSTROM, 1956), influences dont il faudrait pouvoir séparer les effets... Ainsi, des courbes similaires sur de grandes distances latérales peuvent suggérer la persistance des mêmes influences, mais comme la thermoluminescence représente une somme de facteurs, des courbes identiques peuvent être obtenues avec des calcaires qui sont lithologiquement et stratigraphiquement différents. Des études de calcaires des Alpes, du Jura et du plateau molassique nous ont prouvé ce fait.

2. Déterminations d'âge

L'étude de la thermoluminescence en tant que méthode géochronométrique a été entreprise, dès 1950, par E. ZELLER, sur des roches calcaires.

Cette méthode entre dans la catégorie des méthodes dites physiques, par opposition à celles dites chimiques qui sont basées sur la transformation d'un nuclide radioactif donné en un produit stable.

Ces méthodes sont basées sur des modifications physiques de minéraux contenant des éléments radioactifs ou qui sont soumis aux radiations d'éléments radioactifs contenus dans un minéral voisin.

L'étude quantitative de ces modifications est à la base de diverses méthodes de détermination d'âge. Leur application nécessite la connaissance de la relation liant le paramètre choisi au taux d'irradiation.

Les conditions suivantes doivent être remplies :

- a) la relation liant le taux d'irradiation et la modification causée est constante durant l'existence du minéral. De cette condition découle le fait que l'effacement de la modification a été nul ou a suivi une loi connue lors des temps géologiques ;
- b) l'activité spécifique est mesurable et n'a varié, au cours des temps, que par désintégration des radionuclides.

Dans le cas de la thermoluminescence, on suppose que l'intensité de la lumière émise est directement proportionnelle au taux d'irradiation et, par conséquent, au temps écoulé depuis le dépôt du calcaire.

Pour la détermination de l'intensité lumineuse, on est limité à la mesure de la grandeur du pic de haute température. Pratiquement,

on mesure l'aire comprise sous ce pic, entre deux valeurs situées à égale distance de part et d'autre du sommet. En effet, ce pic est le seul qui soit toujours présent dans les courbes de thermoluminescence naturelle. Les températures régnant à la surface de la terre sont suffisamment élevées pour causer la disparition du pic de basse température et, éventuellement, celle du pic médian.

Les deux mesures de la radioactivité (activité spécifique alpha) et de l'intensité lumineuse devraient théoriquement suffire à obtenir une valeur proportionnelle à l'âge de l'échantillon. Mais il ne faut pas oublier qu'il n'existe pas deux échantillons de substances naturelles tout à fait identiques. Ainsi, afin de serrer la réalité de plus près et de minimiser les effets des autres facteurs affectant la thermoluminescence, il importe de déterminer l'efficacité relative avec laquelle les calcaires étudiés produisent de la thermoluminescence. Ceci s'effectue en soumettant les échantillons, préalablement chauffés, à des doses d'irradiation de plus en plus élevées. La quantité d'irradiation artificielle qui est la réplique exacte de la dose d'irradiation naturelle est appelée quantité d'irradiation Ra. C'est le rapport Ra/alpha que l'on suppose être proportionnel au temps écoulé depuis le dépôt du calcaire.

Actuellement, cette méthode ne permet pas d'obtenir directement des âges absolus. Il faudrait pour cela établir une relation liant les effets de l'irradiation artificielle (généralement sous forme de rayonne-

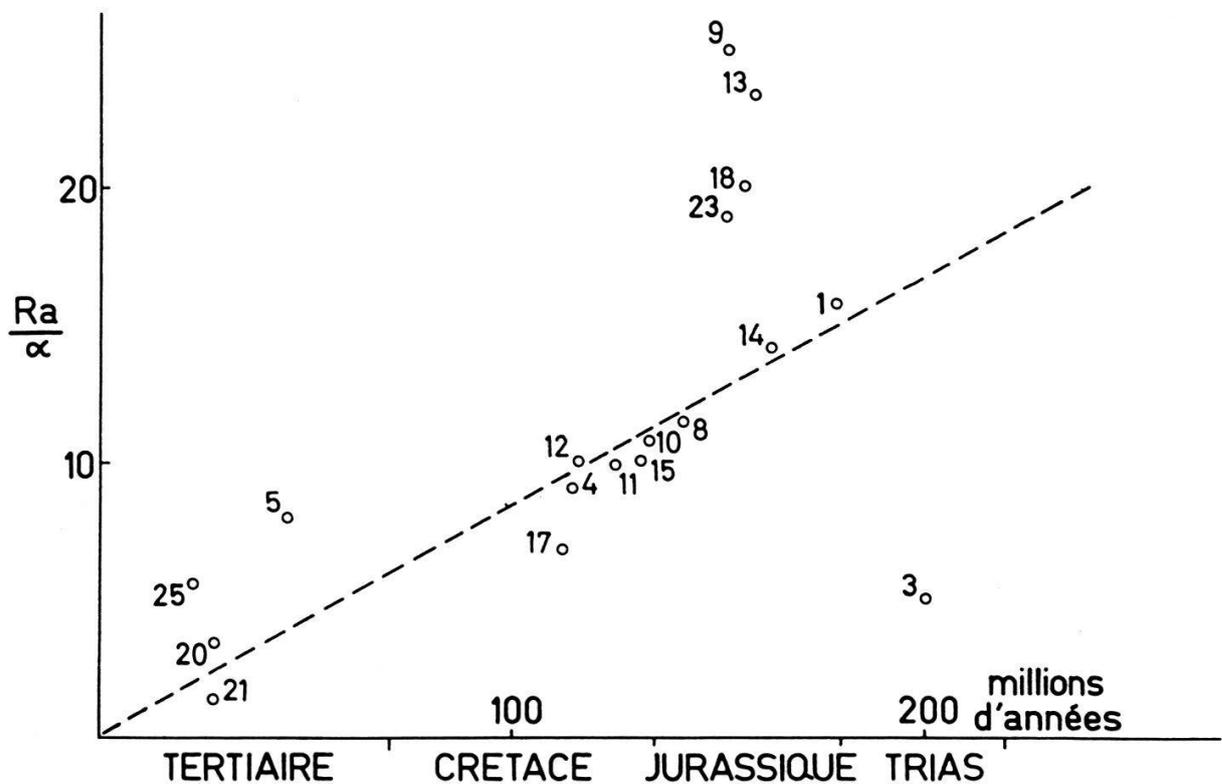


Fig. 3. — Relation liant Ra/alpha à l'âge géologique de roches calcaires.

TABLEAU 1

Formation géologique, âge géologique et radioactivité (désintégrations alpha/20 cm².heure) des calcaires représentés sur la figure 3

Echantillon	Formation géologique	Age géologique	Radioactivité
25	Jura	Aquitanién inf.	14,5
21	Plateau suisse (molasse)	Chattien	38
20	Plateau suisse (molasse)	Chattien	16
5	Nappe des Diablerets	Lutécien ?	7,5
4	Autochtone	Urgonien	3,5
12	Jura	Urgonien	9,5
17	Autochtone	Urgonien	9
11	Autochtone	Hauterivien	13
15	Autochtone	Valanginien	2,4
10	Jura	Valanginien	11
8	Jura	Kiméridgien	12
23	Jura	Séquanien	4,2
9	Jura	Séquanien	4,3
18	Jura	Callovien	2
13	Jura	Bathonien	1,5
14	Jura	Bajocien	5,5
1	Préalpes médianes	Hettangien	2,2
3	Préalpes médianes	Trias moyen	11,5

ment gamma) à ceux de l'irradiation naturelle (due en grande partie aux particules alpha), ce qui peut sembler illusoire du fait que ces deux irradiations sont produites dans des conditions radicalement différentes. L'échelle des temps absolus reportée sur la fig. 3 a été construite d'après les données les plus récentes (déterminations effectuées par des méthodes isotopiques).

La fig. 3 représente les résultats obtenus avec des calcaires, bien datés stratigraphiquement, des Alpes, du Jura et du Plateau suisse (voir également tableau I). Tous les points représentés devraient donc tomber sur une droite passant par l'origine, ce qui n'est pas le cas. Ceci ne veut naturellement pas dire que la méthode ne vaut rien, car il faut bien réaliser qu'aucune méthode géochronométrique n'a donné, jusqu'ici, que des résultats exacts. Ce fait rend l'emploi de plusieurs méthodes nécessaires pour une seule détermination d'âge, aux fins de recoupements. Et ce n'est que lorsque les résultats obtenus seront concordants que l'on pourra considérer l'âge trouvé comme probablement exact.

La précision que l'on peut attendre de la méthode de la thermoluminescence est, dans les meilleures conditions possibles, celle de la période (voir fig. 3 de cet article et fig. 4 de celui de E. J. ZELLER, J. L. WRAY et F. DANIELS, 1957). Il faut bien admettre que les cas où une telle précision est suffisante sont limités : éventuellement pour l'étude de séries calcaires dépourvues de fossiles, difficiles à subdiviser et à relier avec d'autres séries d'âge connu.

La connaissance et l'évaluation des principales sources d'erreurs inhérentes à la méthode permettra peut-être d'obtenir de meilleurs résultats. Comme nous l'avons mentionné précédemment, les facteurs affectant la thermoluminescence sont aussi nombreux que variés : les effets dus à la pression, aux phénomènes de recristallisation (presque toujours présents dans les calcaires) et à l'hétérogénéité des échantillons sont particulièrement importants. Il y a également le fait que les conditions d'irradiation naturelle et artificielle peuvent difficilement être rendues semblables. L'effet des radiations, pendant une très longue période de temps, pourrait aussi n'être pas cumulatif, ce qui est d'ailleurs prouvé en ce qui concerne les pics de basse et de moyenne température.

Il y a enfin les sources d'erreurs expérimentales. Il semble que la plus importante réside dans le fait que les calcaires sont en général très peu radioactifs (4 à 5 ppm d'U et Th, en moyenne). Par conséquent, l'activité spécifique alpha est souvent à peine supérieure à l'effet résiduel (background) du compteur à scintillations. En fait, on remarque que les calcaires dont l'activité est inférieure à trois fois l'effet résiduel (égal à environ 3 coups/heure dans le compteur employé) donnent généralement de mauvais résultats (ils constituent plus de la moitié des échantillons examinés). Le broyage (comme les effets de pression) affecte fort différemment les calcaires et doit, dans certains cas, introduire des erreurs.

Dans le cadre de ce chapitre, il convient encore de mentionner que E. ANGINO (1959), de l'Université du Kansas, a mis au point une méthode de détermination d'âge en faisant intervenir les intensités lumineuses en fonction du temps pendant lequel les échantillons étaient soumis à une certaine pression. Cette méthode donne de meilleurs résultats que la précédente pour les calcaires relativement jeunes (dès l'Eocène), car elle permet de minimiser les effets dus à la thermoluminescence de cristallisation. Cette dernière est induite naturellement, sans l'aide de radiations d'origine radioactive, et s'atténue avec l'âge du calcaire.

Signalons pour terminer que la thermoluminescence est susceptible de donner des indications sur les paléotempératures. En effet, si un calcaire a été conservé à une température suffisamment basse, le pic apparaissant entre 100° et 120° C pourra être observé sur les courbes

d'intensité de la thermoluminescence. Des études sont entreprises actuellement, par E. J. ZELLER et ses collaborateurs, en Antarctique et au Groenland.

LISTE BIBLIOGRAPHIQUE

- ANGINO, E. E. 1958. — Pressure-induced thermoluminescence as a geologic age determination method. Unpubl. Master's thesis, Dept. of Geol., Univ. of Kansas.
- BERGSTROM, R. E. 1956. — Surface correlation of some Pennsylvanien limestones in mid-continent by thermoluminescence. *A.A.P.G. Bull.* 40, 918-942.
- DEBENEDETTI, A. 1958. — On mechanical activation of thermoluminescence in calcite. *Il nuovo Cimento*, sér. X, 7, 251-254.
- HOUTERMANS, F. G. et autres. 1957. — Messungen der Thermolumineszenz als Mittel zur Untersuchung der thermischen und der Strahlungsgeschichte von natürlichen Mineralien und Gesteinen. *Annal. der Physik* 20, 283-292.
- LEWIS, D. R. 1956. — The thermoluminescence of dolomite and calcite. *Jour. Phys. Chem.* 60, 698-701.
- MEDLIN, W. L. 1959. — Thermoluminescent properties of calcite. *Jour. of Chem. Phys.* 30, 451-458.
- MCNELLIS, J. M. 1959. — Control of procedural errors in thermoluminescence studies. Unpubl. Master's thesis, Dept. of Geol., Univ. of Kansas.
- PARKS, J. M., jr. 1953. — Use of thermoluminescence of limestone in sub-surface stratigraphy. *A.A.P.G. Bull.* 37, 125-142.
- PEARN, W. C. 1959. — Thermoluminescence applied to the dating of certain tectonic events. Unpubl. Master's thesis, Dept. of Geol., Univ. of Kansas.
- PITRAT, C. W. 1956. — Thermoluminescence of limestone of Mississipien Madison group in Montana and Utah. *A.A.P.G. Bull.* 40, 942-952.
- SAUNDERS, D. F. 1953. — Thermoluminescence and surface correlation of limestones. *A.A.P.G. Bull.* 37, 114-124.
- ZELLER, E. J. 1954. — Thermoluminescence of carbonate sediments. *Nucl. Geol.* éd. par H. Faul, 180-188.
- ZELLER, E. J., WRAY, J. L. et DANIELS, F. 1957. — Factors in age determination of carbonate sediments by thermoluminescence. *A.A.P.G. Bull.* 41, 121-129.

Manuscrit reçu le 15 septembre 1961.

