

Les états de la matière dans la pétrogénèse profonde

Par LOUIS GLANGEAUD, Besançon

(Suite)

7^o Diffusion sous pression ordinaire

a) Généralités

Les théories de la diffusion à la température ordinaire ont été bien établies par de multiples expériences appuyées sur des travaux mathématiques. La théorie moderne de la diffusion ne fait pas de distinction entre les liquides et les solides. L'expérience montre, que, déjà sous la pression atmosphérique l'ensemble des solides ne se sépare pas nettement pour les vitesses de diffusion de l'ensemble des liquides (fig. 14).

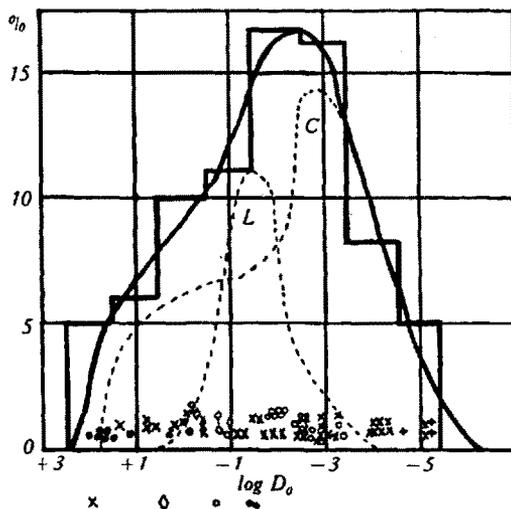


Fig. 14. Courbes en tirets: fréquence des vitesses de diffusion dans les liquides (L), les solides (C) (d'après R. M. BARRIER); courbe en traits pleins = courbe générale des fréquences. En ordonnées: fréquence des coefficients de diffusion pour chaque catégorie. En abscisses: les coefficients de diffusion (échelle logarithmique).

La théorie des migrations par centre de désordre (Fehlordnungstheorie) s'applique, dans les deux cas. Pour qu'un atome puisse se déplacer, il faut deux conditions essentielles.

1^o Les forces d'agitation thermique ou d'autres forces répulsives doivent atteindre une intensité suffisante pour le faire sortir de sa « cage de potentiel ».

2^o Il doit trouver, dans la région qu'il va gagner, une place (lacune), pour se loger, soit parce que la place était initialement vide, soit parce qu'il repousse les autres atomes. On voit ainsi qu'une diffusion déclenche un mouvement de perturbation qui se propage de proche en proche. De nombreuses combinaisons ont pu être envisagées par les auteurs.

Quel que soit le processus de détail, une diffusion est donc liée à un état de désordre lacunaire localisé à la zone de diffusion. Toute augmentation statistique du désordre facilitera la diffusion. C'est notamment le cas pour l'agitation thermique; mais aussi pour les phé-

nomènes de renversement des champs interfaciaux par augmentation de pression. Cette notion de la probabilité d'un désordre se traduit par la formule générale de la diffusion donnée par la théorie cinétique

$$D = D_0 e^{-q/RT}$$

ou D_0 est la constante de diffusion, q est l'énergie d'activation, R la constante des gaz et T la température absolue.

On peut concevoir 4 sortes de mécanisme schématiques principaux de formation des lacunes dans les cristaux; nous appellerons du nom de ceux qui les ont proposés = types SCHOTTKY, FRENKEL, EYRING et BERNAL¹.

Dans le type SCHOTTKY (fig. 7), qui peut se concevoir dans un cristal simple à basse température et faible pression, un certain nombre d'atomes s'éloignent de la surface, par un processus quelconque. Ils provoquent derrière eux, la formation de vide dans le cristal. Cette lacune se propage à l'intérieur de celui-ci. C'est la diffusion par évaporation et dissolution vers l'extérieur du cristal.

Dans le type FRENKEL, qui se produit aussi à basse température et basse pression, un atome du cristal peut quitter sa position normale dans un point du réseau et prendre une position interstitielle non précédemment occupée (fig. 15).

Les calculs effectués en partant de ces deux mécanismes, montrent que ces deux types peuvent exister concurremment dans les cristaux; mais que, pour certains d'entre eux, un des mécanismes est prédominant. C'est celui pour lequel l'énergie d'activation γ est la plus faible.

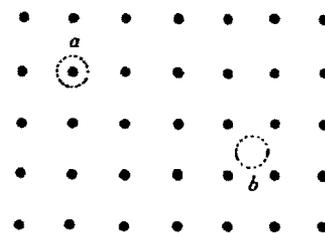


Fig. 15. Atome migrateur interstitiel et lacunes dans la migration du type FRENKEL (d'après MOTT et GURNEY).

Dans le type EYRING (fig. 16), deux atomes changent de place directement. Ce type peut exister dans certains cristaux à trame peu serrée. Un processus de ce type a été admis pour expliquer l'écoulement et la viscosité des liquides et les réactions chimiques sous pression ordinaire. Il a été relié à la vaporisation.

Dans le type BERNAL (fig. 17), il n'y a pas d'atomes interstitiels ni de vides. Des glissements spontanés des parties d'un cristal en mosaïque, conduisent à des échanges de place entre deux atomes tels que A et B. Ce dernier mécanisme peut se concevoir dans les cris-

¹ Voir les références bibliographiques dans les paragraphes précédents.

taux et liquides très comprimés. Dans ce cas, la diffusion devient un micro-glissement ou micro-écoulement. On a un terme de passage, de dimension moléculaire, entre la diffusion atomique, l'écoulement visqueux et l'écoulement plastique dont nous parlerons dans 8°.

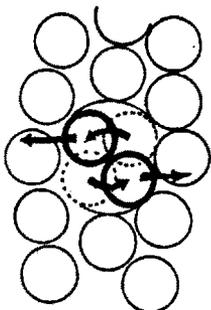


Fig. 16. Migration atomique ou moléculaire du type EYRING (d'après DARMOIS).

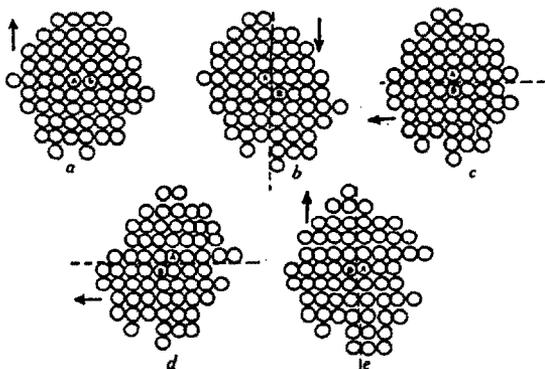


Fig. 17. Diffusion du type BERNAL a, b, c, d, e, représentent les phases successives aboutissant au déplacement des atomes A et B.

Les mécanismes EYRING et les types BERNAL, sont probablement ceux qui se réalisent dans les milieux très visqueux comme les bains de silicate fondu.

b) Diffusion dans les silicates

On conçoit aisément d'après les renseignements que nous venons de donner, que la diffusion dont le mécanisme s'apparente à celui de l'écoulement visqueux, sera d'autant plus lente, que le milieu sera plus visqueux. Les résultats obtenus par BOWEN¹ pour les silicates sont particulièrement nets dans le cas de mélange de silicate fondu.

Il indique que «la diffusivité moyenne du pyroxène diopside dans la plagioclase fondue Ab_2-An_1 ($Ab_2 = 2/3$ albite et $An_1 = 1/3$ anorthite) est de $k:0,015$ en cm^2 par jour; dans un mélange Ab_1-An_1 , $k = 0,14$. Pour Ab_1-An_2 , $k = 0,2$. Nous constatons que k s'accroît progressivement et en même temps que la quantité d'anorthite contenue dans le mélange. Or, il est bien connu que la viscosité du liquide de fusion des plagioclases augmente avec la teneur en albite».

Tous les résultats confirment que la vitesse de diffusion varie en raison inverse de la viscosité qui dé-

pend elle-même de la composition et de la cristallinité. Les valeurs que BOWEN donne ainsi pour les coefficients de diffusion dans les silicates fondus, sont beaucoup plus petites que celles du sel dans l'eau et sont égales ou supérieures aux vitesses de diffusion d'une partie des milieux cristallisés. C'est ainsi que la vitesse de diffusion de l'antimoine dans l'argent, est de $5,3 \cdot 10^{-4}$, de l'or dans le plomb $4,9 \cdot 10^{-1}$, du cuivre dans le sélénure d'argent de $15,5 \cdot 10^{-6} cm^2/sec$, tandis qu'elle atteint, au maximum, $2,9 \cdot 10^{-6} cm^2/sec$ dans les bains de silicates fondus étudiés par BOWEN.

Sur la figure 14, donnant les vitesses de diffusion, les silicates fondus se placent ainsi à l'intérieur de la zone des solides. Les valeurs pour les silicates fondus sont comparables à ceux de certains solides métalliques et de liquides organiques très visqueux. Partant des données expérimentales, BOWEN a calculé les temps qui seraient nécessaires pour permettre d'établir l'équilibre entre les constituants de deux parties d'un réservoir de silicates fondus. DE GROOTH arrive, en appliquant les formules de DOETSCH à des chiffres, à peu près analogues.

Il faut quelques minutes pour établir l'équilibre entre les constituants, sous l'action d'un gradient de température de $100^\circ C$ portant sur 1 mm, mais il faut 10^7 années pour 1 km. Si le milieu était dans l'état cristallin et en appliquant les chiffres obtenus pour les composés métalliques à diffusion rapide, à la température de $900^\circ C$, l'état d'équilibre serait atteint dans un solide cristallin, en 20 jours pour 1 mm et $5 \cdot 10^{10}$ années pour 1 km.

Même pour un état liquide, il est donc nécessaire, pour expliquer les diffusions à grande distance dans les batholites, le métamorphisme général et les différenciations, de faire intervenir d'autres phénomènes que ceux de diffusion à l'état solide ou liquide, tels qu'ils sont connus sous pression atmosphérique. Dans un état liquide, on a utilisé les théories de la différenciation - cristallisation par gravité, du magmatic-stopping, le phénomène de SORET et le phénomène thermogravitationnel de CLUSIUS et DICKEL. Dans les masses à l'état solide, on peut faire jouer le film intergranulaire, le shearing stress, le rôle «minéralisateur» de certains ions, F1, Cl, OH et l'action des fortes pressions à l'échelle moléculaire. Nous n'examinerons que l'action de la pression.

8° Les états de déséquilibre et de désordre sous la pression atmosphérique

Les notions que nous venons d'énumérer sur la structure des cristaux des verres et des liquides, font entrevoir le rôle prédominant des désordres statistiques locaux dans les propriétés physiques et les vitesses de réaction des milieux cohérents, cristallins ou liquides. Plusieurs mécanismes peuvent provoquer du désordre à l'échelle atomique.

¹ N. L. BOWEN, J. Geol. 29, 295-317 (1921).

a) A une température donnée, l'agitation thermique fait sortir de la « cage » des liquides ou de la « maille » des réseaux cristallins, un nombre plus ou moins grand d'ions ou de molécules qui avaient atteint un degré de vibration suffisant pour ce déplacement. Il a été possible de fixer le nombre de ces éléments en voie de vagabondage, par des méthodes statistiques. Il est évidemment plus élevé dans les liquides que dans les solides.

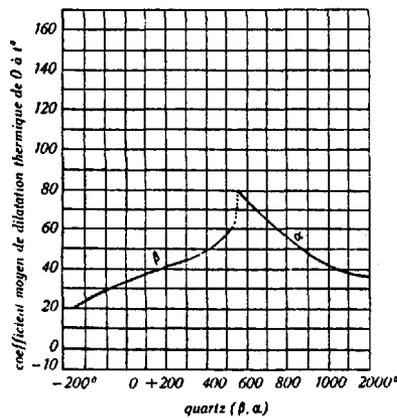


Fig. 18. Variation du coefficient de dilatation du quartz α et β .

b) Un deuxième mécanisme est celui où, à une température déterminée, il se produit brusquement une modification polymorphique de la distance et des liaisons des atomes. C'est notamment le cas pour le passage du quartz α au quartz β (fig. 18). Dans un tel cas, la capacité de réaction du milieu cristallin augmente brusquement dans un très court intervalle dans des proportions très considérables. HEDWALL et SJOMAN¹ ont, en effet, montré que, pendant cette transformation à 573° C, la liaison des atomes s'est relâchée à un tel point qu'en présence d'oxyde ferrique, les molécules de fer s'introduisent dans le réseau de la silice et effectuent une réaction chimique.

A plusieurs degrés au-dessous de 573° C et entre 573° C et 900° C, la diffusion de l'oxyde de fer dans le quartz ne se produit plus. Elle est donc liée à une transformation brusque du réseau qui peut se produire dans l'espace de quelques secondes par une variation des fonctions d'onde électronique. A 900° C, en chauffant de l'oxyde de fer ou de la cristobalite, on n'arrive pas à introduire de cette manière, les molécules d'oxyde de fer dans le réseau malgré la température beaucoup plus élevée. HEDWALL et SCHILLER² ont, de même observé le même phénomène en présence d'oxyde de zinc, d'oxyde de cuivre, d'oxyde de nickel.

c) Les phénomènes de déséquilibre rapide, peuvent être produits par tous les facteurs qui diminuent la stabilité du réseau, et augmentent la capacité de

réaction du milieu cristallin. Ce sont, notamment la chaleur, les transformations cristallographiques, les déformations ioniques, l'introduction de particules étrangères au réseau et les tensions électriques.

Nous verrons comment l'action de la pression au delà d'une certaine limite peut apporter, aussi d'importantes perturbations à l'état d'équilibre quasi permanent des cristaux.

Les phénomènes décrits pour le passage du quartz α au quartz β , se produisent dans toutes les transformations instantanées dans lesquelles les atomes changent de place très rapidement.

d) Un troisième exemple de cet état instable de la matière avec lacune et ions mobiles, est donné par les cristaux de cristobalite (SiO_2) dans lesquels il n'existe pas un réseau fini avec intervalles fixes entre les ions. En étudiant la transformation de la cristobalite $\beta \rightarrow \alpha$, on est amené à penser qu'une partie des ions d'oxygène de ce corps, sont indépendants du groupement rigide de la molécule de silice. Leur état de vagabondage est d'autant plus accusé que le réseau est plus lâche (fig. 19) et que les atomes d'oxygène sont plus éloignés du silicium. Le nombre d'atomes d'oxygène ayant une telle indépendance dépend, en grande partie, des conditions thermiques dans lesquelles la cristobalite a été formée. On a donc admis qu'il existait, dans la cristobalite α , des chaînes de silice plus ou moins indépendantes. Ces chaînes fixent la position axiale des innombrables cristallites de la cristobalite β qui se dé-

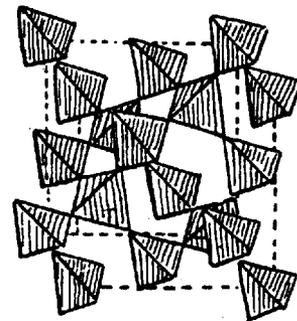


Fig. 19. Structure lâche du réseau de la cristobalite (SiO_2) (d'après NIGGLI).

veloppent à température plus basse, au-dessous du point de transformation (fig. 20). On aperçoit un éclair passager qu'on appelle réaction de la cristobalite.

L'influence du passé thermique de la cristobalite se traduit par le fait que les cristobalites formées à basse température, ont une densité se rapprochant de celle du quartz. Les intervalles interatomiques doivent donc être assez petits. Au contraire, la cristobalite provenant de la tridymite a une densité qui se rapproche de celle-ci et des liaisons interatomiques plus lâches.

Sous l'action de la température, le relâchement des réseaux se manifeste par différents signes physiques précurseurs, notamment la dilatation, et d'autres symptômes physiques, déjà bien au-dessous des points de

¹ J. A. HEDWALL et P. SJÖMAN, Z. Elektrochem. 37, 130-142 (1931).

² J. A. HEDWALL et G. SCHILLER, Z. anorg. allg. Chem. 221, 97-102 (1934).

transformation des différentes formes de la silice et des points de fusion des silicates.

La transformation du quartz β en α qui paraît brutale aux environs de 900°C , s'amorce en réalité à 50°C au-dessous de cette température. C'est ainsi que, au-

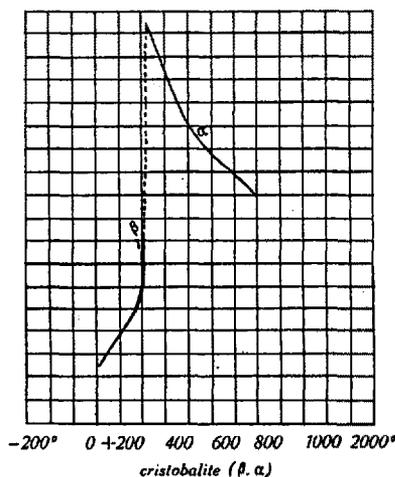


Fig. 20. Courbe de dilatation thermique de la cristobalite.

dessous de la température de fusion, se produisent déjà des transformations et réactions à l'état solide indiquant une augmentation de la mobilité des composants. D'après KORDÉS¹, la marge de réactions à l'état solide, précédant la température de fusion, s'étend sur une zone qui atteint $0,7 T_f$ pour les métaux, $0,5 T_f$ pour les sels, $0,2$ et $0,1 T_f$ pour les corps composés, T_f étant le point de fusion en degrés absolus. Dans le cas des silicates, cette marge paraît être seulement de $0,1 T_f$. Pour un silicate fondant à 1400°C , les réactions à l'état solide commencent à être importantes seulement à partir de 1260°C .

Ainsi les réactions à l'état solide paraissent représenter le stade précurseur de la fusion.

e) L'étude de la mullite ($3\text{Al}_2\text{O}_3, 2\text{SiO}_2$), minéral apparaissant dans les briques cuites, montre que cette espèce présente un réseau statistiquement incomplet et mal déterminé. La sillimanite ($\text{Al}_2\text{O}_3\text{SiO}_2$) qui se forme à température plus basse, dans les phénomènes géologiques de métamorphisme et dans des conditions de stabilité plus grande, offre un réseau mieux défini. La mullite peut être considérée comme un état de la matière intermédiaire entre celui, bien cristallisé, de la sillimanite et les bains de silicates fondus. Quand on maintient la mullite à une température suffisante située au-dessous de son point de fusion, on voit que le silicium est chassé progressivement du réseau de la mullite, par suite de la tendance que présente le corindon à cristalliser précocement sous forme stable. Ce phénomène d'instabilité et de décomposition qui se produit au-dessous du point de fusion de la mullite, est accéléré par la présence d'ions étrangers et notam-

ment d'alcalins qui augmentent le désordre statistique de ces cristaux d'après SKOLA¹.

f) *Action des éléments fluidifiants.* Les ions étrangers et notamment l'oxyde de fer, jouent, en effet, une action considérable dans les mélanges des silicates à haute pression et température élevée par suite des déséquilibres qu'ils produisent dans les réseaux cristallins. C'est probablement par un tel mécanisme que les éléments alcalins ou l'eau abaissent fortement la température de fusion des minéraux du granite sous pression, d'après les expériences de GORANSON² (fig. 26). La température de ramollissement des briques dans les fours de cuisson (fig. 21) est de même abaissée par l'oxyde de fer.

De nombreux autres exemples pourraient être fournis pour montrer comment, déjà sous la pression atmosphérique, apparaissent des zones de déséquilibre plus ou moins étendues au-dessous des points de fusion. L'étude du ramollissement des verres, au-dessous de leur point de fusion, a donné, notamment, des renseignements extrêmement intéressants à ce sujet.

9^o Les états dynamomorphes expérimentaux

a) Si les états cristallins, vitreux, liquides, précédemment décrits, sont familiers, aux physiciens et aux chimistes, il n'en n'est pas de même des états dynamo-

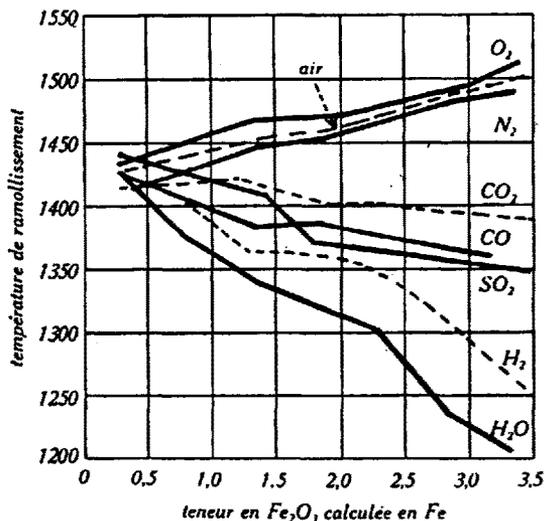


Fig. 21. Influence de la teneur en Fe_2O_3 (en abscisse) et de l'influence de l'atmosphère gazeuse (O , CO_2 , etc.) du four sur le ramollissement des briques (en ordonnées: température de ramollissement) (d'après VICKERS).

morphes. Mais ces derniers sont connus des tectoniciens et des pétrographes sous l'aspect des structures cataclastiques. Les géologues de l'école française, n'attribuent pour la plupart, actuellement qu'une faible

¹ V. SKOLA, *Sklarske Rozhledy* 13, 23-29, 35-39, 52-56, 71-74 (1936).

² R. W. GORANSON, *Amer. J. Sci.* 23, 227-236 (1932); *idem*, 35A, 71-91 (1938); *Amer. Miner.* 22, 490 (1937); *Trans. Amer. Geophys. Union* 18, 247 (1937).

¹ E. KORDÉS, *Z. anorg. allg. Chem.* 149, 67 (1925); *Keř. Rund.*, 35-768 (1927).

importance au phénomène dynamique par réaction contre le rôle exagéré que ROSENBUSCH avait accordé à des phénomènes dans le métamorphisme (dynamométamorphisme sans apport).

Or, les travaux de DALE¹ (1923), TAMMANN et MORITZ² (1934), ont montré la grande importance de l'état de broyage dans les réactions entre le quartz, les oxydes et les silicates. Ce broyage n'intervient pas seulement par l'augmentation de la finesse du grain, mais aussi par un *état de perturbation spécial* qui modifie

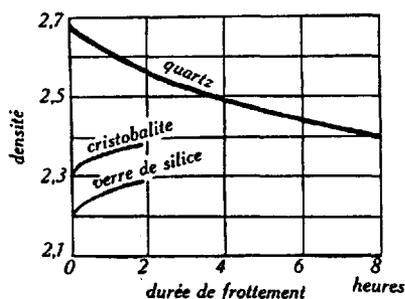


Fig. 22. Variation de la densité suivant la durée de broyage pour des poudres de quartz, de cristobalite et des verres de silice (d'après TAMMANN et MORITZ).

la surface des cristaux broyés. C'est ainsi que l'on a constaté des variations importantes non seulement de la capacité de réaction de tels cristaux broyés, mais aussi de la *chaleur de transformation et de la densité* (fig. 22), caractères qui sont liés à la structure. WIETZEL³ (1921) suppose qu'il se produit une dislocation des chaînes d'anions siliceux et une augmentation des oscillations des électrons. Pendant les phénomènes de tension avec déplacement ou sans déplacement, certaines parties du réseau subissent des déformations, les atomes se rapprochent ou s'éloignent suivant les points. Comme conséquence, les fissures fines, les interfaces avec leurs champs interfaciaux, les surfaces en déséquilibre se sont multipliées. Ces zones de désordre qui sont les résidus des états dynamomorphes augmentent considérablement les zones instables en état réactionnel.

Ainsi que l'ont prouvé TAMMANN et MORITZ² (1934), la densité du quartz (fig. 22) passe de 2,65 à 2,37 après 5 heures de broyage sous de fortes pressions. Ce quartz broyé ne possède plus de chaleur de transformation à 573° C. JACKSON et TRUOG⁴ (1939), ont de même, par broyage des silicates naturels, augmenté considérablement la solubilité. Une partie des liaisons de valence de la silice paraissent avoir été détruites dans cette opération. Dans ces broyages interviennent des *phénomènes complexes*, car les pressions ne sont pas également réparties. Il y a des phénomènes de *stress et*

de shearing stress. Or, on a pu constater des transformations dynamomorphes même dans le cas de pression hydrostatique (confining pressure).

b) *Transformation dynamomorphe d'une seule espèce cristalline*. — On doit, à ce sujet, distinguer l'action de la pression sur des corps homogènes purs, par exemple des cristaux de iode, de chlorure, de métaux alcalins, etc., et l'action sur des corps polycristallins polygènes comme les roches naturelles. Dans le corps pur, les atomes et les molécules de chaque côté des faces cristallines, sont de la même nature. Aussi les champs interfaciaux qui apparaissent à la limite de cristaux de nature différente, et l'anamigmatisme, ne pourront pas s'y manifester. Même dans le cas de masses composées d'une seule espèce cristalline, les expériences de BRIDGMANN¹ et les études aux rayons X de JACOBS² montrent que le phénomène est complexe.

BRIDGMANN admet que les corps soumis à des pressions suffisantes, changent de système cristallin. Il y a une *transformation polymorphique*. Or, ainsi que nous l'avons vu, pour la transformation du quartz β en quartz α , une transformation polymorphique fait apparaître un état de désordre.

Mais il y a plus. BRIDGMANN a constaté que l'on peut parler d'un point de transformation, mais d'une zone de transition plus ou moins étendue. A l'intérieur de cette zone de transformation JACOBS² a montré, par des études aux rayons X, que les transformations de la masse cristalline sont incomplètes. Ainsi dans le cas d'Ag¹ et de ClO₄ Cs, les grands cristaux subissent la transformation, tandis que les petits restent intacts. Ce phénomène se produisait sous des pressions de 2500 à 4500 kg/cm² représentant des profondeurs de 10 à 15 km dans l'écorce terrestre. BRIDGMANN a ensuite vérifié qu'il fallait dépasser 20 000 atm. pour obtenir la transformation complète.

On conçoit que cette *zone de transformation*, avec ses éléments incomplètement modifiés, va être une zone de déséquilibre et de désordre où les vitesses de diffusion, la viscosité et autres caractères mécaniques liés au désordre atomique, seront sérieusement modifiés. Si dans ces cas expérimentaux de masse monocristalline, homogène et dans les corps simples, il se produit de telles perturbations, on peut concevoir que celles-ci seront encore plus importantes dans le cas de roches polycristallines et dans les corps complexes, comme les silicates ou les substances organiques.

Les études de BRIDGMANN³ sur le polymorphisme sous pression, des substances organiques montrent que plus la structure se complique, plus les zones de transition ont tendance à se multiplier.

¹ A. J. DALE, Trans. Cer. Soc. 640-642 (1923-1924).

² G. TAMMANN et G. MORITZ, Z. anorg. allg. Chem. 218, 267-272 (1934).

³ R. WIETZEL, Z. anorg. allg. Chem. 116, 71-95 (1921).

⁴ M. L. JACKSON et E. TRUOG, Proc. Soil Sci. Amer. 4, 136-143 (1939).

¹ P. W. BRIDGMANN, Phys. Rev. 48, 893 (1935); Proc. nat. Acad. Sci. 23, 202 (1937); Proc. amer. Acad. Arts Sci. 72, 45 (1937); 72, 207 (1938); 72, 157 (1938); Phys. Rev. 57, 237 (1940); Proc. amer. Acad. Arts Sci. 74, 21 (1940); 76, 1 (1945).

² R. B. JACOBS, Phys. Rev. 51, 999 (1937); 54, 325 (1938); 54, 468 (1938); 56, 211 (1939).

³ P. W. BRIDGMANN, Proc. amer. Acad. Arts Sci. 72, 227 (1938).

Les travaux de BRIDGMANN sur la compression des corps organiques et les travaux de C. W. BUNN¹ sur le polythène font ressortir que les effets de liaison qui apparaissent dans les corps de plus en plus complexes, ne permettent plus, dans l'état actuel de la Science, d'interpréter simplement les phénomènes, avec l'ancienne thermodynamique statique. Or, les silicates se rapprochent, à ce point de vue, plus des corps organiques que des métaux alcalins ou des chlorures simples.

En outre, quand on examine l'inclinaison des zones de transition dans les diagrammes P.-T. de BRIDGMANN, on s'aperçoit que le facteur pression est plus important que le facteur température. La zone de transition dans ce diagramme est souvent voisine d'une ligne subverticale. On conçoit immédiatement les conséquences géologiques qui peuvent en découler. Au voisinage de la zone de transition, une variation de pression assez faible peut provoquer une plus grande perturbation que la variation de température correspondante. Le phénomène est encore accentué en présence d'éléments fluidifiants. Nous sommes dans ce que j'ai appelé² une *zone dynamo-sensible*.

c) *Transformation dans le cas de roches polycristallines.* — GRIGGS³ (1936), BRIDGMANN⁴ (1935-37) et GRIGGS et BELL⁵ (1938) ont étudié expérimentalement l'action des hautes pressions sur les roches et les alliages. GOGUEL⁶ a fait des études analogues à pression assez faible, mais dans des conditions très rigoureuses.

Dans leurs expériences GRIGGS et BRIDGMANN ont combiné une pression longitudinale avec une pression hydrostatique latérale (confining pressure) plus ou moins forte. Ils constatèrent alors deux sortes de phénomènes.

Sous une forte pression hydrostatique générale (confining pressure) de plus de 8000 atmosphères le calcaire se comporte comme un *corps plastique* et s'écoule, quand on applique à son extrémité, un excès suffisant de pression longitudinale. Par contre, pour un faible déficit de pression longitudinale ou léger excès de pression latérale, il se comporte, contrairement à ce que l'on pourrait supposer, comme une *substance fragile* (pinching-off effect) et les fragments en sont projetés violemment à travers les boîtes de rembourrage dans l'expérience de BRIDGMANN.

Deux explications furent données de ce phénomène, par BRIDGMANN.

Dans la première, il admet qu'il se produit une modification des liaisons intermoléculaires. Dans la

deuxième, il fait l'hypothèse que la rupture était due à la pression du liquide entrant dans les pores de la roche. Si la première hypothèse était vérifiée, par une expérience indiscutable, la théorie du renversement des tensions interfaciales, trouverait une explication parfaite dans le «pinching-off effect» de BRIDGMANN.

D'ailleurs, même dans la deuxième hypothèse, l'intrusion d'un liquide dans un solide, hautement comprimé, pourrait être aussi facilité par le renversement des tensions interfaciales. De tels phénomènes d'injection sous pression, dans les roches encaissantes, ont d'ailleurs été mis en évidence par EMMONS¹ (1940), à la fin des cristallisations magmatiques.

Les expériences faites par GRIGGS et BELL² sur le quartz apportent d'autres faits encore plus nets dans ce sens. En effet, dans les expériences de GRIGGS et BELL, le milieu qui transmet la pression est du plomb. On ne peut donc ici faire jouer l'hypothèse que du liquide s'introduise dans les fissures. Ces expériences ont montré que le quartz ne présentait pas de déformation, mais uniquement des *ruptures brutales* pour des pressions latérales évaluées à 20000 atmosphères, combinés avec des pressions longitudinales atteignant 138000 atmosphères. Dans ces conditions, le quartz se présente, comme un corps fragile et se rompt en de multiples fragments. Le *renversement des tensions interfaciales* (anamigmatisme) nous paraît être l'interprétation la plus rationnelle du phénomène. En effet, sous les pressions plus faibles existant dans la zone dite cataclastique ou mylonitique, le quartz montre incontestablement des déformations se traduisant par des extinctions roulantes. Sous ces pressions encore faibles (2000 à 3000 atmosphères au maximum), la tension interfaciale et les pressions internes ne sont pas encore renversées.

Sous haute pression, dans les parties du quartz immédiatement adjacentes aux surfaces de rupture, les rayons X montrent la présence de cristobalite. Or, nous avons déjà souligné la structure particulièrement lâche avec éléments mobiles de cette forme de silice. Dans les autres parties, le quartz est pulvérisé en grains de moins de $\frac{1}{10}$ de μ montrant bien un effet de dissociation du réseau. L'anamigmatisme peut être ici l'explication la plus rationnelle.

Ce phénomène se produit pendant la durée d'une expérience, temps extrêmement court, au point de vue géologique. On constate, en outre, cet état de dissociation du quartz, seulement après le relâchement des tensions, au moment de l'examen de l'échantillon. L'effet de rupture peut devenir visible aussi après des compressions combinées à des déplacements (shearing). Si les pressions latérales (confining pressure) étaient maintenues sans intervention de pression longitudinales et sans déplacement, le phénomène de

¹ C. W. BUNN, Trans. Faraday Soc. 35, 482 (1939).

² L. GLANGEAUD, Bull. Soc. géol. France, 16 décembre 1946; C. r. Acad. Sci., 23 décembre 1946.

³ D. GRIGGS, J. Geol. 44, 544 (1936).

⁴ P. W. BRIDGMANN, Phys. Rev. 48, 825-847 (1939); Proc. amer. Acad. Arts Sci. 71, 387 (1937); Rev. Mod. Phys. 17, 3 (1945).

⁵ D. GRIGGS et J. F. BELL, Bull. geol. Soc. Amer. 49, n° 11, 1723-1746 (1938).

⁶ GOGUEL, Mém. Carte géol. France, 513 pp., 1943.

¹ R. C. EMMONS, Amer. J. Sci. 238, 1-21 (1940).

² D. GRIGGS et J. BELL, loc. cit.

dissociation par anamigmatisme existerait donc, mais à l'état potentiel.

d) *Stress et déformation plastique*. Envisageons maintenant l'action de pressions hydrostatiques moins fortes, mais accompagnées d'un mouvement ou com-

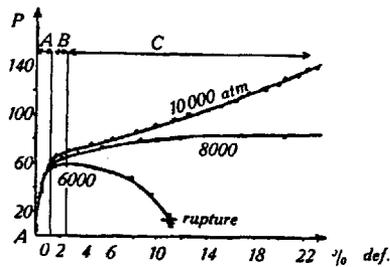


Fig. 23. Action de la pression sur un marbre. En abscisses: la déformation, en ordonnées: différences des pressions principales en $\text{kg/cm}^2 \cdot 10^3$ (d'après GRIGGS). A déformation élastique - B seuil - C déformation plastique.

binées avec des différences nettes entre les pressions principales. A faible pression, au-dessous d'une certaine *limite de déformation* qui est la limite élastique, les corps reviennent à leur état initial. Au-dessus de cette limite, ils se rompent. Au delà de la limite se produisent des glissements, puis ensuite une déformation plastique (fig. 23). Enfin, sous de hautes pressions, il y a, soit écoulement, si on a un excès de *compression* longitudinale, soit, de nouveau rupture, s'il y a une *tension* longitudinale même faible. Comme nous l'avons vu, cette rupture sous haute pression, serait peut être une rupture par dissociation anamigmatique.

Il ne paraît pas qu'on ait fait une distinction nette entre ces *ruptures énigmatiques* qui apparaissent sous hautes pressions et les ruptures de la zone élastique sous faible pression. Ne seraient-elles pas foncièrement différentes? Dans le premier cas, il y a cassure limitée à une zone bien déterminée, suivant les lignes de MOHR la déformation ayant dépassé la limite de cohésion de cette

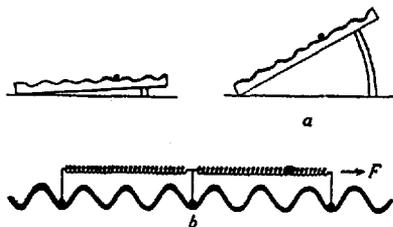


Fig. 24. Représentation imagée de l'action d'une tension sur les atomes placés dans leur « creux de potentiel », a d'après OROWAN, b d'après LENNARD-JONES. La bille située dans le creux, représente l'atome et la sinusoïde les variations d'énergie potentielle, le long d'une rangée d'un réseau.

zone. Tandis que, dans les ruptures sous haute pression, c'est toute la masse qui, même sans être déformée, est atteinte de dissociation peut être anamigmatique.

Entre les deux états, celui de l'état élastique-rupture sous faible pression et celui de l'état dynamomorphe de dissociation, il existe les stades intermédiaires de la

dissociation plastique. Nous pouvons les expliquer de la manière suivante.

Examinons, d'abord le résultat de ces phénomènes dynamiques sur un cristal unique. A partir d'une pression suffisante, des parties du cristal sont soumises au moment des déformations à des déplacements plus importants que les parties voisines. Il se produit alors localement des diminutions de tensions interatomiques ou intermoléculaires. Le relâchement des parties ainsi affaiblies provoque une désorganisation des réseaux qui a été bien étudiée par OROWAN¹, LENNARD-JONES² BURGERS³ (fig. 27).

La *déformation plastique* serait due à un état de désordre dynamomorphe affectant un faisceau de plans cristallins parallèles. Un abaissement local des barrières de potentiel se produit, pour tous les atomes du faisceau (fig. 24). Après un déplacement brusque de toute la zone d'atomes, il peut se réaliser un nouvel équilibre, si la tension n'est pas trop forte. Cette diminution relative des creux de potentiel de toute une zone sous l'action de la déformation plastique a été vue d'une façon intuitive par OROWAN¹ et LENNARD-JONES², qui l'ont représenté schématiquement sous les aspects concrets de la fig. 25.

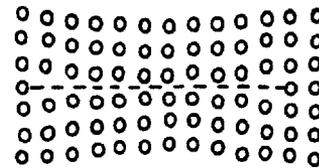


Fig. 25. Action d'une déformation cristalline sous pression sur les distances interatomiques (d'après BURGERS).

La théorie de l'anamigmatisme de MÉRIGOUX peut aussi l'expliquer rationnellement. Les diminutions locales du « creux de potentiel » peuvent être dues aux diminutions des distances interatomiques (fig. 25) qui se produisent dans certaines zones, d'après BURGERS³ au cours de la déformation sous pression. Ce rapprochement provoquerait une diminution, puis un renversement des pressions internes (anamigmatisme de MÉRIGOUX) (fig. 4).

On peut ainsi relier par l'atomistique, des phénomènes en apparence aussi disparates que le « creux de potentiel », la diffusion, la fusion, la déformation plastique, la rupture fragile, etc.

La *diffusion* est un phénomène de désordre diffus, se propageant statistiquement de façon cohérente, d'un plan à l'autre, d'un cristal sans intervention de tension dirigée, guidant la zone de désordre.

Dans le cas où l'excès de désordre est tel que beaucoup d'atomes, mis en mouvement par agitation thermique, ne retrouvent plus une nouvelle position d'équilibre, il y a *fusion*. La fusion est donc un phénomène

¹ E. OROWAN, Proc. phys. Soc. 52, 8-23 (1940).

² J. E. LENNARD-JONES, Proc. phys. Soc. 52, 38-53 (1940).

³ J. M. BURGERS, 52, 23-33 (1940).

de même genre que la déformation plastique et la diffusion, mais, dans ce cas, l'agitation thermique ayant dépassé un certain seuil statistique, l'anarchie atomique s'est généralisée, provoquant la fusion globale du corps au lieu d'une diffusion ou de déformation limitée. Une telle anarchie peut, de même, se généraliser, quand la pression dépasse une certaine limite.

Pour les roches, les mêmes raisonnements peuvent être faits en remplaçant les attractions entre atomes contigus et plans cristallins par des *champs interfaciaux* entre les cristaux de la roche.

Dans ce cas, quand la pression limite de l'anamigmatisme est atteinte, le phénomène s'exerce sur tout l'ensemble du corps, au lieu d'intéresser des parties limitées du cristal ou de la roche. C'est alors *l'intégralité de la masse rocheuse qui se trouve dans un état de désordre dynamomorphe*. Je le nommerai, dans ce cas, état «dynamomorphe oligophasé», pour souligner qu'une partie des cristaux de la roche ne constituent plus des phases cristallines typiques avec leurs atomes stabilisés, tels qu'ils se montrent sous basse pression.

10° *Etats dynamomorphes et zones de transition dans l'écorce terrestre*

L'état dynamomorphe oligophasé des hautes pressions, présente des caractères communs avec les états solide et liquide. C'est comme eux, un état cohérent. Le rapprochement des atomes dans l'état oligophasé lui donne une certaine rigidité instantanée semblable à celle des solides; mais il se montre d'une plus grande *sensibilité* relative que ceux-ci aux gradients de pression et de température, par suite de sa plus forte *tendance à la dispersion* et à la mobilité des atomes.

En effet, par suite de la compression, une partie des atomes s'est rapprochée à des distances voisines du rayon r^0 (voir 4°C). Les forces de répulsion se font alors fortement sentir. S'il existait une surface libre, les éléments seraient dispersés au delà de cette surface, par suite du renversement des tensions interfaciales. Mais, dans le cas des roches profondes, les hautes pressions hydrostatiques s'exercent sur l'ensemble du milieu. Il se produit probablement alors une *diffusion interne* à l'échelle atomique entre les surfaces de gradients différents, avec augmentation concomitante du pouvoir de réaction.

W. KUHN¹ et RITTMANN ont souligné, en s'appuyant sur les travaux d'EUCKEN, de SIEVERTS, etc., le rôle important joué par la dissolution de l'eau dans le fer à haute température et haute pression pour le noyau terrestre. De même, nombreuses études sur la diffusion des gaz dans les solides sous haute pression ont été faites, dès 1930, par V. IPATIEFF et V. TIKHOMIROV², T. C. POULTER et R. O. WILSON³, N. P. INGLIS et

W. ANDREWS¹, et plus récemment par P. S. PERMINOV et B. F. WYUNOV². A ces phénomènes qui paraissent liés à l'anamigmatisme, se superpose l'action des transformations polymorphiques.

Quand un tel type de transformation affecte un groupe important de minéraux, il peut alors se produire des modifications de volume, des changements de température, liés aux modifications polymorphiques. Les effets de ces transformations s'accumulent lentement. Quand, par exemple, la tension critique est atteinte, des fractures accompagnés de séismes profonds pouvant jouer jusqu'à des profondeurs très grandes. Peut-être est-ce là une des causes de certaines fractures profondes supposées par COULOMB³. Ces fractures de COULOMB se feraient sentir jusqu'à plusieurs centaines de km.

Quant les phénomènes géophysiques font apparaître ainsi localement de forts gradients de température ou de pression, il peut y avoir d'abord augmentation de la diffusion. Au delà d'une certaine limite de tension et de viscosité, toute la masse se déplace très lentement comme un liquide extrêmement visqueux.

En profondeur, à l'action de la pression, qui déjà à elle seule produit dans les expériences, l'état dynamomorphe par *transformations polymorphiques* et par *anamigmatisme*, va s'ajouter l'action de l'agitation thermique. Cette agitation renforce l'état potentiel de désordre et les possibilités de diffusion et d'homogénéisation.

La combinaison des effets de la température et de la pression que nous nommerons thermodynamomorphisme, provoque l'état oligophasé, tel qu'il peut se réaliser à partir de 15 km de profondeur et à moins grande profondeur, s'il existe des éléments fluidifiants.

La matière, sous haute pression et au voisinage de 500° C, tend ainsi à devenir *homogène* par diffusion atomique interne sur de grandes étendues. C'est la *zone de granitisation profonde* de SEDERHOLM⁴, WEGMANN⁴, BACKLUND⁴, où tous les éléments quelle que soit leur origine sédimentaire ou éruptive, sont plus ou moins remis en mouvement pour donner une masse assez homogène sur de grands volumes⁵.

Au sommet de la zone dynamomorphe, le réseau du quartz (fig. 9) peut encore se maintenir avec des liaisons affaiblies. Il en est peut être de même des cristaux d'orthose, quand ils ne contiennent pas un pourcentage trop important de soude ou d'impuretés. Une partie de la potasse, intercalée (fig. 10) dans les intervalles du

¹ N. P. INGLIS et W. ANDREWS, *Engineering* 36, 613 (1933).

² P. S. PERMINOV et B. F. WYUNOV, *Korroziya*, U.S.S.R. 4, 229 (1938).

³ J. COULOMB, *Ann. Géophys.* 1, fasc. 3, 1-12 (1945).

⁴ SEDERHOLM, WEGMANN, BACKLUND, *loc. cit.* (1^{re} partie).

⁵ Note ajoutée pendant l'impression. RAMBERG a étudié au point de vue thermodynamique ces phénomènes de diffusion. Ses intéressants travaux étaient arrivés sur plusieurs points à des conclusions assez analogues aux nôtres. N'en n'ayant eu connaissance qu'après impression de cette note, nous regrettons de n'avoir pu les utiliser.

RAMBERG, *Norsk. Geol. Tidsskr.* 24, 98, III (1924); *idem*, 42-74 *Géol. Foren. Forhandl.* 68, 56-80 (1946).

¹ W. KUHN, *Exper.* 2, 391 (1946).

² V. V. IPATIEFF et V. I. TIKHOMIROV, *J. gen. Chem.* U.S.S.R. 736 (1931).

³ T. C. POULTER et R. O. WILSON, *Phys. Rev.* 40, 877 (1932).

réseau de silice et d'oxygène de l'orthose, peut émigrer au moins temporairement. En outre, les surfaces extérieures des cristaux de quartz et de feldspaths doivent alors être l'objet de puissants échanges diffusifs.

11° Les zones thermodynamiques de l'écorce

On conçoit qu'il se produira de cette manière, une zonation thermodynamique de l'écorce terrestre. Pour comprendre comment se répartissent ainsi les associations minérales prenons un exemple.

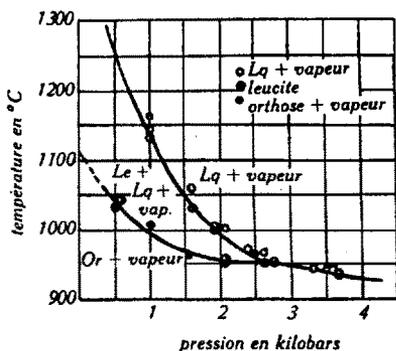


Fig. 26. Courbe de fusion du granite en fonction de la température en présence d'eau (d'après GORANSON). Le = leucite; Or = orthose; Lq = liquide.

Pour les parties volcaniques en fusion à haute température et basse pression, la leucite (fig. 26) et la sanidine ne peuvent être en équilibre qu'entre 0 et 2 km de profondeur (sanidinite-facies). On dira que la leucite et la sanidine caractérisent un « facies minéralogique » de faible profondeur et de haute température. Cette notion de facies minéralogique facile à interpréter avec la thermodynamique classique, dans le cas de cristaux en équilibre avec un bain de silicates fondus, comme c'est le cas pour la leucite et la sanidine. Au contraire, pour les roches se transformant par thermodynamomorphisme, le phénomène est plus complexe et ne peut plus être décrit avec les concepts anthropocentriques de la thermodynamique des machines à vapeur et de la métallurgie.

Ainsi, par le double jeu de la pression et de la température, nous voyons apparaître une zonation thermodynamique de l'écorce, caractérisée par des associations minérales, bien connues, sur lesquelles sont d'accord presque tous les auteurs (GRUBERMANN et NIGGLI¹, ESKOLA², etc.). Pour illustrer ce phénomène, nous allons voir d'une façon plus précise comment se comportent quelques-uns des éléments silicatés qui constituent l'écorce terrestre.

Augmentons progressivement la pression. Toutes les liaisons cristallines des silicates n'ont pas la même force (voir 6°). Au-dessous de 5 km, elles ne seront donc pas diminuées de la même manière ni renversées en même temps. Il se produira un moment où les plus faibles seront renversées tandis que les plus fortes continueront à se maintenir. Un cristal comme la leucite, où les liaisons quaternaires sont assez lâches, est un des premiers atteint par l'augmentation de pression. Sa disparition marque le début de la zone de prédissociation. Au con-

traire, l'orthose se maintiendra dans cette zone superficielle. Dans l'état de prédissociation des cristaux du type leucite il y a, si la masse est immobile, un maintien factice de l'état cristallin. C'est un état cristallin « évanescent ». En effet, les chaînons cristallins encore intacts, se déplacent peu ou pas et restent au voisinage les uns des autres.

Les observations de WYART¹ permettent de concevoir comment peut se présenter cet état. En effet, si on chauffe la leucite pseudocubique qui est composée de microcristaux quadratiques, elle devient réellement cubique et homogène à 634° C. Les stries qui sont visibles sur les plaques minces disparaissent au-dessus de cette température. Or, après refroidissement, ces stries se reforment à la même place. De même, dans les verres, en apparence isotropes, on peut mettre en évidence des structures à l'état potentiel. L'« hystérésis structural » des cristaux « évanescents » facilite l'augmentation des zones de désordre et les possibilités de diffusion des éléments chimiques de petit volume atomique. À partir de 1000 atm. (4 km), les roches sédimentaires commencent à être modifiées².

À des profondeurs de 12 km, les minéraux argileux hydratés ont libéré des quantités importantes de OH, Cl et autres éléments qui vont jouer un grand rôle comme « fluidifiants ».

Nous sommes dans la zone type du métamorphisme général. Les états de prédissociation se manifestent à des moments différents pour des cristaux variés formant les roches. Ce jeu « étagé » du thermodynamomorphisme peut expliquer la gamme des associations minérales caractérisant les zones épi-, méso- et hypo-métamorphiques.

Pour les zones épi- et méso-métamorphiques, tandis que certains cristaux et notamment les minéraux argileux commencent à être dissociés et transformés, d'autres se maintiendront dans un état cristallin presque normal. Certains cristaux verront leur attraction interfaciale augmenter par rapport aux voisins, d'autres la verront diminuer. Une partie des cristaux s'accroîtra ainsi au dépens des autres, avec une assez grande rapidité.

Dans la zone hypo-métamorphique, les dissociations des minéraux hydratés et les transformations dynamomorphes des autres minéraux ont mis en mouvement d'importantes quantités d'éléments fluidifiants (OH, Cl, Na, etc.) qui ont tendance à émigrer. Il se produit ainsi localement des concentrations élevées en éléments fluidifiants (anciens minéralisateurs *pro parte*) qui vont déclencher le phénomène de migmatisation et la formation de pegmatites. Les expériences de MICHEL-LÉVY et WYART³ sur la formation sous pression, en

¹ J. WYART, Bull. Soc. franç. Minér. 63, 5-17 (Paris 1940); C. r. Acad. Sci. 212, 9, 356-358 (1941).

² M. P. VOLAROVICH-TRUDY Tret'ego Soveshchaniya Eksptl. Min. i. Petrog. Inst. Geol. Nauk U.S.S.R., 45-54 (1940).

³ A. MICHEL-LÉVY et J. WYART, C. R. 206, 261 (1938); C. R. 208, 1594 (1939); C. R. 210, 733 (1940); C. R. 208, 1030 (1939); A.F.A., S. 63° (Liège 1939), 528-529; C. r. Acad. Sci. 212, n° 2, 89-91 (1941).

¹ U. GRUBERMANN et P. NIGGLI, Die Gesteinmetamorphose, I. Allgemeiner Teil, Berlin 1924.

² P. ESKOLA, Norsk. geol. Tidsskr. 1921a; Geol. Foren Stockholm Forhdl. (1921).

présence d'eau, des minéraux du granite et des pegmatites, apportent des faits très remarquables en faveur de cette action pneumatolytique.

Nous passons ainsi à la zone des *migmatites et pegmatites* que l'on peut situer entre 15 et 20 km de profondeur. *Tous les cristaux* y sont affectés par le remaniement diffusif rapide des éléments, mais les uns disparaissent et les autres s'accroissent. Ainsi les feldspaths alcalins, le quartz, les micas, peuvent s'accroître aux dépens des autres éléments. Les pressions limites réalisées dans les expériences de GORANSON, sont, en effet, atteintes (fig. 26).

La *fluidification* de la zone des migmatites et pegmatites apparaît à l'endroit et au moment où la concentration d'éléments oxyhydriles et autres fondants est devenue suffisamment élevée. La zone des migmatites est ainsi déterminée par la double rencontre de conditions thermodynamiques favorables et la présence d'éléments fluidifiants. En l'absence de ces éléments fluidifiants, le phénomène des migmatites et pegmatites peut ne pas se produire ou être réduit.

Les éléments «fluidifiants», mis en mouvement et concentrés par le thermodynamomorphisme, jouent un rôle capital dans la zone des migmatites. Il lui donne une mobilité supérieure à celle de la zone oligophasée sous-jacente où le milieu est pauvre en éléments «migrateurs» et à celle des zones supérieures de métamorphisme où l'état cristallin est beaucoup plus stable. C'est pourquoi nous avons nommé le front de granitisation «zone dynamo-sensible».

Au-dessous de cette zone, les accidents chimiques locaux sont lentement homogénéisés par diffusion ainsi que nous l'avons vu. La pression et la température y sont telles que les cristaux deviennent «évanescents». Seuls les quartz très purs peuvent être résister à la partie supérieure de la zone. Les interfaces disparaissent par le jeu de films intergranulaires actifs. Il se forme une masse (migma) qui apparaît assez homogène sur de grands volumes. La composition du «migma» ainsi réalisée représente, évidemment la moyenne statistique des roches ayant formé le migma moins les éléments mobiles (eau, oxyde de fer, soude) qui ont émigré dans les zones voisines. *Le granite profond* est ainsi le résultat d'un phénomène statistique d'homogénéisation par thermodynamomorphisme.

Ce milieu oligophasé en voie d'homogénéisation n'est pas un véritable «magma», car ce n'est pas un véritable état fondu du type métallurgique, mais un «migma» pour employer l'expression des auteurs scandinaves.

La succession des zones que nous venons de décrire, représente un des stades de l'évolution d'une partie de l'écorce au cours des cycles d'orogénèse. C'est un état *préorogénique et antévolcanique*. Ce stade de préparation de l'orogénèse et des paroxysmes volcaniques, est celui qui dure le plus longtemps. Mais l'équilibre des zones est plus rapidement modifié quand se déclan-

cent les phénomènes volcaniques ou tectoniques, affectant la partie de l'écorce considérée.

Il serait donc nécessaire de compléter, par une étude géologique, l'image que nous avons esquissée de la structure de l'écorce à un moment relativement stable de son évolution. Cette étude serait la seule qui permettrait de restituer intégralement le phénomène dans son cadre réel de l'espace et du temps. Comme elle fait intervenir de multiples données géologiques et qu'elle offre une assez grande complexité, nous ne pouvons la développer dans le cadre de cet article. Dans une note à la Société géologique de France¹, nous avons donné brièvement le complément géologique indispensable à la géothermodynamique que nous avons proposée ici. Un mémoire plus détaillé énumère la série des faits géologiques sur lesquels nous nous sommes appuyés.

Nous nous contenterons d'esquisser très rapidement ici quelques-unes des conséquences géologiques de cette théorie.

12° *Volcanisme et plutonisme. — Répartition géographique actuelle*

Prenons maintenant la terre dans son état actuel. Les vieux blocs continentaux, boucliers rigides avec leurs ceintures de chaînes plus récentes, mais déjà en grande partie stabilisées, offrent des épaisseurs assez grandes de croûte sialique (sial = silice-alumine) de composition moyenne granitique. Au contraire, sous une partie des océans (fig. 27), la croûte sialique est réduite et la zone à composition simique (basaltique) plus riche en fer et en chaux et plus pauvre en silice, se rapproche de la surface. Cette répartition est actuelle-

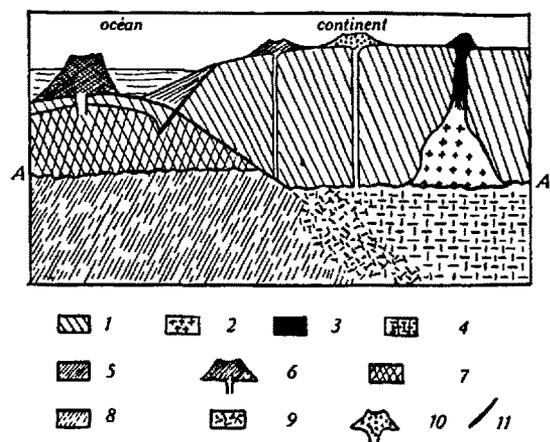


Fig. 27. Les différents magmas et migmas et leurs relations profondes. 1 Croûte sialique continentale - 2 magma granitique - 3 rhyolite et microgranite - 4 migma granitique oligophasé - 5 dépôts sur le talus continental, amorce d'un géosynclinal - 6 volcan basaltique - 7 basalte (sima) sous-océanique consolidé ou fondu - 8 migma basaltique oligophasé - 9 magma hybride intermédiaire granito-basaltique - 10 volcan hybride complexe intermédiaire - 11 faille du talus continental. La ligne ondulée AA indique la zone où débute le thermodynamomorphisme.

¹ L. GLANGEAUD, Bull. Soc. géol. France, 5^e, 16 décembre 1946.

ment admise par la grande majorité des géologues et géophysiciens.

Les conditions de température et de pression, provoquant le thermodynamomorphisme et la formation des états oligophasés, existent sur toute la surface du globe, quelle que soit la nature chimique du substratum. Toutefois, la profondeur où se produiront les renversements des champs interfaciaux et les phénomènes dynamomorphes sera, sans doute, un peu différente dans les zones sialiques et simiques. La mobilité des deux sortes de magma qui résultera des migmas correspondants, sera nettement différente.

Le *migma basaltique* d'origine profonde, donne, par décompression, un magma très fluide et très mobile ayant une température assez élevée. Sa richesse en fer et calcium augmente en effet fortement sa mobilité. Dès qu'une fracture atteindra le migma basaltique et produira une décompression locale, celui-ci deviendra rapidement mobile et montera jusqu'à la surface, sous une forme fluide. On aura le type volcanique basaltique (fig. 27).

Sous les vieux socles et dans les géosynclinaux, le *magma granitique*, d'origine moins profonde, devient rapidement beaucoup plus visqueux en se rapprochant de la surface. Il montera de plus en plus lentement à travers l'écorce, sous forme de véritables dômes diapirs (les plutons) quand les conditions géologiques le permettront. A la partie inférieure de ces plutons (fig. 1, de la première partie de l'article), les conditions thermodynamiques nécessaires pour une diffusion rapide et la formation des migmatites sont encore réalisées. Il n'en est plus de même quand le pluton atteint la croûte supérieure. Les phénomènes métamorphiques y sont alors beaucoup plus réduits, car les vitesses de diffusion, pour les raisons que nous avons longuement développées y sont beaucoup plus faibles.

Si exceptionnellement au cours de cette ascension, le magma granitique traverse des zones particulièrement riches en eau, il peut se produire une nouvelle hydratation. Celle-ci provoque des abaissements locaux de la viscosité et des augmentations de la vitesse de diffusion, d'où reviviscence locale du plutonisme. Il se forme alors des *intrusions satellites* comme les laccolites, nécessitant une fluidité plus grande que celle du pluton. Dans ces réservoirs magmatiques secondaires l'évolution classique décrite par NIGGLI¹, pour les magmas fondus hydratés se réalise alors au cours du refroidissement, avec les stades orthomagmatique, pegmatitique et hydrothermal. Or, malgré la présence d'une phase pneumatopegmatitique incontestable, dans ces intrusions superficielles, il ne s'y produit pas de métamorphisme important. Le métamorphisme est, par exemple, réduit à quelques centimètres, au toit du laccolite de granite du Djebel Arroudjaoud, en Algérie².

Cette faible action métamorphique superficielle n'est pas due au fait que le magma a perdu ses minéralisateurs ou qu'il s'est fortement refroidi, car les éléments mobiles sont aussi abondants dans ces granites superficiels, qui sont plus fluides que les granites profonds. La faible importance de la pression et l'abaissement de la température des terrains encaissants a très considérablement réduit la *vitesse de diffusion extramagmatique*. A ces faibles profondeurs, conformément aux calculs de BOWEN¹ et de GROOT², la diffusion métamorphique n'a pas le temps de jouer, jusqu'à des distances importantes, avant le refroidissement de l'intrusion.

On doit donc séparer les caractères physiques suivants qui présentent une certaine indépendance entre eux: *mobilité en masse du magma* (rhéomorphisme, plutonisme), *rigidité instantanée* (failles, ondes séismiques), *vitesse de diffusion intramagmatique et intramigmatique* (différentiation, homogénéisation), *vitesse de diffusion extramagmatique et extramagmatique* (métamorphisme), *compressibilité* (densité), etc.

Nous ferons alors le tableau suivant en marquant par des + la valeur relative des caractères physiques de la matière, aux différentes profondeurs (voir tabl. I).

Des conséquences importantes peuvent être tirées de ces théories thermodynamiques en ce qui concerne les problèmes, longuement discutés, de la répartition des roches éruptives dans le temps (différentiations magmatiques) et dans l'espace (provinces pétrographiques). Nous signalerons simplement qu'un fait mis en évidence par plusieurs auteurs, reçoit ici son explication.

Contrairement à ce que l'on pourrait penser, les roches du type granitique constituent la plus grande partie (95%) des roches intrusives, tandis que les basaltes venant de plus grande profondeur, forment la plus grande partie (98%) des roches d'épanchement.

Une explication physico-chimique de ce fait statistique paradoxal peut être la suivante: Les intrusions granitiques proviennent d'un migma rigide peu profond, localement fluidifié par des éléments facilement migrants et notamment par de l'eau. Elles donnent un magma hydraté à température assez basse (800°C). Il est très sensible aux abaissements de pression et de température qui se produisent pendant la montée du magma. Un départ de l'eau dissoute dû à l'abaissement de la pression, produit une augmentation très rapide de la viscosité du milieu. Cette action annule généralement l'effet de la diminution de viscosité produit par la décompression. Le magma granitique hydraté est ainsi, très souvent, immobilisé avant son arrivée à la surface.

Au contraire, le magma basaltique d'origine plus profonde et probablement anhydre au départ, aura

¹ L. NIGGLI, Actualités sci. industr., n° 611-612 (Paris 1936).

² L. GLANGEAUD, Bull. Soc. franç. Minér., 220-230 (1933); Bull. Soc. géol. France, 5^e, 3, 367-380 (1933).

¹ N. L. BOWEN, *loc. cit.*

² S. R. DE GROOT, Noord. holl. Uitge. 191 pp., Maatsch., Amsterdam 1945.

Tableau I

1 Profon- deur	2 Pression kg/cm ²	3 Tempé- rature	4 Viscosité		5 Compres- sibilité diabase · 10 ⁷	6 Densité diabase	7 Vitesse de diffusion intramagmatique		8 Vitesses diffu- sion extra- magmatiques
			rhyolite	basalte			granite	basalte	
0	1	10	++++	+++	13	6,6			0
5	1360	150	+++	++	10,5	7,4	+	++	+
10	2730	285	+++	+++	10,6	7,3	++	+++	++
15	4120	410	++	++	10,0	7,5	+++	+++	++
Début du thermodynamomorphisme									
20	5520	530	++	++	9,6	7,7	++++	++++	+++
30	8440	760	+++	+++	9,0	7,9	+++	+++	+++
40	11440	970	+++++	+++++	8,8	8,0			

5 et 6 d'après BIRCH et Dow: mesures effectuées sur une diabase de VINAL HAVEN (U.S.A.).

4, 7 et 8 sont des variations relatives supposées, d'après les prévisions de la théorie du thermodynamomorphisme.

une viscosité plus constante, car l'action des oxydes de fer et de calcium qui abaissent sa viscosité, est peu sensible aux variations de pression. Ceux-ci agissent même sous pression atmosphérique dans les fours des briquetteries et les creusets des métallurgistes (fig. 21).

En outre, ici la décompression produit une diminution de la viscosité relativement rapide aux températures atteintes par ce magma.

Conclusions

Dans les phénomènes géologiques complexes où interviennent tant de facteurs, il est toujours possible de choisir, arbitrairement, un ensemble de faits pour appuyer une théorie simple et élégante comme celle des «liquidistes». Il apparaît toujours alors dans la Science des non-conformistes qui réunissent d'autres faisceaux de faits aussi exacts, pour soutenir d'autres théories comme celle des «solidistes». Ces deux théories en apparence contradictoires paraissent aussi rationnelles l'une que l'autre, si l'on n'envisage que les faisceaux de faits soigneusement sélectionnés par chacune des «écoles». C'est la thèse et l'antithèse. Ce balancement dialectique, générateur du progrès scientifique, provoque alors de nouvelles observations et expériences. Les hypothèses qui en résultent sont alors comme celles que nous exposons, souvent plus complexes mais aussi plus près du réel; car la nature, si elle est toujours harmonieuse, n'est jamais simple et géométrique.

C'est le grand mérite de l'Ecole de SEDERHOLM et de WEGMANN d'avoir compris cette vérité en décrivant, objectivement, la Pétrogénèse profonde telle qu'elle apparaît, avec une merveilleuse netteté, sur les surfaces rocheuses polies par les glaciers scandinaves et groenlandais.

En partant ainsi des atomes qui sont les facteurs communs de tous les éléments des roches, on peut espérer pouvoir mieux analyser les macrophénomènes statistiques qui sont à l'origine de la pétrogénèse pro-

fonde, du volcanisme, des plissements et autres phénomènes géophysiques. Il n'est pas impossible qu'un tel changement de perspective, analogue à celui qui, au début du siècle, a été à l'origine de tant de progrès en physique, chimie et biologie, produise un effet aussi heureux pour la géologie.

Summary

Theories, often contradictory, have been laid down to explain the observed facts regarding the formation of granite, "metamorphism", and "volcanic action". The theoretical concepts as to the state of material on the surface of the earth under atmospheric pressure, and established in simple cases, carefully chosen by the physicists (isolated crystals, pure melting, etc.), cannot be applied to the case of "deep petrogenesis" without modification. First the author draws attention to the fact that real material is very heterogeneous and complex, even in simple cases and under atmospheric pressure. Then he examines the influence of the pressure upon the speed of diffusion and the viscosity of the material, whatever its state is. The observed geological facts are not enough alone to characterize the three states in "deep petrogenesis": crystalline, liquid or vitreous, as they are defined theoretically in experiments made under atmospheric pressure.

Indeed the phenomena of "polymorphic transitions" and "anamigmatism" produced by pressure, bring about disorderly zones on the scale of the eruptive mass of mountains. Their last statistical result, the only one able to be observed geologically, cannot be assigned with certitude to any of the three aforementioned states. The author proposes to call "dynamomorph" state, the natural state under high pressure where such disorderly zones are brought about statistically. The "thermodynamomorphism" is the phenomenon of "deep petrogenesis" considered as a whole on the geological scale. The "oligophasic" state corresponds to the zone of "dynamomorph" transformation inside which the latent possibilities of reaction and diffusion connected with the disorder last for rather long times.

Consequently, the author tries to explain certain geological facts. But the geological applications of those physical theories are especially developed in other publications.