Zeitschrift: Archives des sciences [1948-1980]
Herausgeber: Société de Physique et d'Histoire Naturelle de Genève
Band: 4 (1951)
Heft: 5

Artikel: Orogénèse et volcanisme
Autor: Rittmann, Alfred
DOI: https://doi.org/10.5169/seals-739972

Nutzungsbedingungen
Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. 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. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Mehr erfahren

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. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. En savoir plus

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. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. Find out more

Download PDF: 09.12.2025

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

OROGÉNÈSE ET VOLCANISME

PAR

Alfred RITTMANN

(Avec 12 fig.)

Introduction.

En poursuivant les recherches pétrographiques, magmatologiques et volcanologiques dont les résultats ont été publiés dès 1927 et résumés en 1936 dans un petit livre intitulé *Vulkane und ihre Tätigkeit*, je me suis convaincu, de plus en plus, qu'une solution des problèmes fondamentaux de la volcanologie ne peut être envisagée qu'en tenant compte des phénomènes géologiques dans leur ensemble, et particulièrement des phénomènes orogéniques, dont les relations intimes avec le volcanisme sont démontrées par le fait qu'à chaque phase orogénique correspondent des manifestations magmatiques caractéristiques. C'était donc une obligation pour moi d'étendre mes recherches aux problèmes géophysiques et géochimiques de l'orogénèse, de chercher les liaisons causales entre ces phénomènes si différents, et de tenter ainsi une représentation logique de la série d'actions et de réactions qui produit les cycles orogéniques, avec tous les phénomènes connexes qui s'étendent aux régions non orogéniques.

Les étapes de cette tentative ardue se reflètent dans mes travaux sur l'origine de l'énergie volcanique (1938), sur la nature de l'intérieur de la terre (1941, en collaboration avec mon ami W. Kuhn), sur la distribution des températures dans l'écorce terrestre et l'orogénèse (1942) et finalement sur l'évo-

lution prégéologique de la lithosphère (1948). Dans le travail que j'expose ici aux lecteurs français, sous la forme d'une théorie géologique, j'ai essayé de tracer les lignes fondamentales du résultat atteint jusqu'à ce jour.

Il est inévitable qu'une théorie qui tend à être aussi générale que possible, qui englobe des théories partielles vraiment compatibles entre elles et cadrant bien avec l'état actuel de nos connaissances physico-chimiques, qui est donc le résultat d'un effort de coordination objective de mes propres idées avec celles énoncées par un grand nombre de chercheurs, il est inévitable qu'une telle théorie doit être éclectique, et qu'elle doit s'efforcer de disséquer les théories émises jusqu'à présent pour essayer de discerner dans chacune d'elles ce qu'il peut y avoir de juste ou d'erroné. C'est ce que H. Cloos a bien mis en évidence lorsqu'il a écrit à propos de ma tentative: « en raison de la complexité des rapports du problème et de la hauteur du but, on ne peut certainement pas voir dans l'éclectisme du procédé une faiblesse, mais bien une garantie de sa solidité ».

Les propriétés mécaniques du magma profond et de l'écorce terrestre.

L'énorme diffusion et la quantité des laves basaltiques, ainsi que les données de la sismologie, de la géothermie et de la magmatologie, doivent nous faire admettre avec Daly une zone magmatique au-dessous de l'écorce terrestre cristalline. Tout indique qu'à une profondeur d'environ 70 km règnent des températures supérieures à celle du point de fusion moyen des basaltes qui, à ces profondeurs, doivent être fondus, c'est-à-dire « liquides » dans le sens physico-chimique du terme. Mais la haute pression (au moins 20.000 atm), à laquelle le magma subcrustal est soumis, cause une augmentation de sa viscosité jusqu'à l'ordre de grandeur de 10^{22} poises (= 10^{6} fois plus grande que celle du plomb à température et pression ordinaires), de sorte que, dans le sens mécanique courant, ce magma fondu a les propriétés d'un « solide ». Ce comportement du magma subcrustal a soulevé beaucoup de discussions, dans lesquelles

on confondait souvent le sens exact des termes liquide, amorphe, solide, cristallin et rigide, créant ainsi des malentendus qui auraient pu être évités facilement, si l'on s'était rappelé la relation trouvée par M. Maxwell (1864), qui dit que:

$$\eta = \mu \cdot \tau$$

η étant le coefficient de viscosité, μ celui de la rigidité (module de torsion) et τ le temps de relaxation, c'est-à-dire le temps nécessaire pour réduire, en suite du réarrangement des molécules, la tension interne S, produite par une force agissante constante, à l'e-ième part de sa valeur initiale, e étant la base des logarithmes naturels; donc: $S/e = 0{,}368$ S.

En effet, en appliquant comme je l'ai fait avec W. Kuhn cette formule au magma subcrustal, dont la viscosité, déterminée à l'aide des compensations isostatiques et des marées, est égale à 10^{22} et dont la rigidité, déduite de la vitesse de propagation des ondes sismiques transversales est égale à 10^{12}, nous trouvons le temps de relaxation $\tau = {}^{10}$ sec, c'est-à-dire quelques centaines d'années.

Or il est évident qu'un corps visqueux doit se comporter comme un corps liquide vis-à-vis des forces dont la durée d'action est sensiblement plus longue que le temps de relaxation, mais comme un corps solide et élastique vis-à-vis des forces de durée inférieure à τ *.

Il n'y a donc aucune contradiction entre le fait que les ondes sismiques transversales sont transmises dans le magma subcrustal comme dans un corps solide, et que ce même magma réagit comme un liquide, en fluant, par rapport à la compensation isostatique, étant donné que la période des ondes sismiques (2 à 50 sec) est extrêmement petite par rapport au temps de relaxation (10^{10} sec), tandis que la durée de l'action des forces produites par un déséquilibre isostatique est beaucoup plus grande (au moins 10^{13} sec).

* W. Kuhn (Bâle) vient de réaliser des expériences de laboratoire qui confirment complètement ces déductions théoriques (communication personnelle de M. Kuhn).

En outre il s'ensuit que, si la force agissante est suffisamment grande pour produire des tensions supérieures à la charge de rupture dans un intervalle de temps inférieur au temps de relaxation, *des fractures par traction ou des failles de cisaillement se produiront même dans le magma fondu.* La formation de telles ruptures est la cause des tremblements de terre profonds, dont les hypocentres se trouvent entre 70 et 700 km de profondeur, c'est-à-dire en pleine zone magmatique.

B. Gutenberg, et après lui d'autres sismologues, ont constaté qu'à une profondeur de 70 ou 80 km sous les continents, la vitesse de propagation des ondes sismiques longitudinales décroît avec la profondeur de 8,0 à 7,9 ou 7,8 km/sec. Je suis pleinement d'accord avec F. v. Wolff et B. Gutenberg lui-même, de voir la cause de ce décroissement dans le passage de l'état cristallin à l'état liquide du matériel simatique, mais je dois pourtant rappeler le fait que ce passage doit être graduel, parce que l'intervalle de fusion du basalte couvre plusieurs centaines de degrés. Entre le Sima holocristallin et le magma complètement fondu, il existe donc une zone de transition constituée par une suspension de cristaux dans une masse fondue, dont l'épaisseur est d'environ 20 km. Il est évident que les propriétés mécaniques varient graduellement dans cette zone et que, par conséquent, il est difficile de localiser la base de la croûte terrestre. Vu qu'en surface le magma basaltique perd sa fluidité à 1050° C., on peut localiser cette base à l'endroit où l'état de fusion du magma correspond à celui que l'on observe en surface à ladite température. En se basant sur les données sismiques on peut admettre que, sous les continents, la base de la croûte terrestre, ainsi définie, doit se trouver à 70 km de profondeur. La température relative doit être en ce lieu-là naturellement plus élevée à cause de l'augmentation des points de fusion avec la pression. En appliquant la loi de Clapeyron-Clausius on trouve, en tenant compte de la valeur de la compressibilité du basalte et du magma basaltique, une température de 1170° C., ce qui correspond à une augmentation moyenne du point de fusion d'environ 0,06° C./atm pour le Sima.

En raison de la variation très petite de la vitesse de propagation des ondes sismiques au passage du Sima cristallin au

magma, on doit conclure que les propriétés mécaniques du Sima ne diffèrent que très peu de celles du magma profond. Est-ce que cela signifie que les lois des corps visqueux, et surtout la relation de Maxwell, valent aussi pour l'écorce cristalline ou au moins pour sa partie profonde ?

A première vue, théoriquement, la réponse à cette question serait négative, comme J. Goguel l'a bien rappelé, parce que les corps cristallisés ne sont pas déformés durablement tant que la force agissante ne dépasse pas le seuil de plasticité. Mais pouvons-nous appliquer cette hypothèse du seuil de plasticité, basée sur les expériences de laboratoire, telle quelle à l'écorce terrestre ?

Récemment ce sont surtout M. Gignoux et D. Schneegans d'une part, M. Lugeon et E. Gagnebin d'autre part, qui ont invoqué une tectonique d'écoulement par gravité en se basant sur l'évidence géologique et en montrant bien que le comportement mécanique des roches dans la nature est très différent de celui que l'on constate en laboratoire sur de petits échantillons. Pour expliquer cette différence apparemment paradoxale, M. Gignoux a fait ressortir l'importance de la recristallisation que l'on peut constater dans les coupes minces de presque toutes les roches déformées, et qui est souvent accompagnée par un laminage, même à toute petite échelle, et parfois aussi par des translations des réticules cristallins.

En effet, cette recristallisation, facilitée à tel point dans la nature par la présence même de traces d'eau, est un processus de réarrangement moléculaire qui tend à réduire lentement les tensions internes produites par une force agissante, si faible soit-elle. Même la moindre recristallisation, dont les effets ne sont pas encore visibles au microscope, introduit le facteur temps dans la loi de déformation, facteur qui a été écarté dans l'hypothèse du seuil de plasticité, et transforme ainsi le comportement plastique de la roche en un comportement comparable à celui dit visqueux. Par conséquent l'hypothèse du seuil de plasticité n'est plus valable en l'occurrence, dans la nature, tandis que la formule de Maxwell devient applicable au moins en première approximation, et cela aussi bien pour les roches simatiques que pour les roches sialiques.

Nous devons donc penser que *partout (bien entendu à des profondeurs correspondantes) la croûte terrestre présente à peu près les mêmes propriétés mécaniques*, et que *partout elle doit par conséquent réagir tectoniquement de la même façon, approximativement comme un corps extrêmement visqueux.*

Ce qui précède doit donc nous amener à conclure que *la limitation des grands mouvements tectoniques aux zones orogéniques ne peut pas être due à une « faiblesse mécanique », à une « mobilité » extraordinaire des orogènes, et à une rigidité majeure des continents, mais qu'elle doit être causée par la naissance des forces tectoniques dans les orogènes mêmes ou dans les zones immédiatement sous-jacentes.*

Cette conclusion nous oblige à écarter d'emblée toutes les hypothèses tectoniques qui se basent sur la conception certainement erronée d'une rigidité particulièrement élevée des continents, comme celles de E. Suess et de A. Wegener. Cependant, pour éviter tout malentendu, je tiens à préciser que ceci se rapporte seulement aux mécanismes tectoniques invoqués par ces deux auteurs, mais pas à la mobilité des continents.

LES SOURCES D'ÉNERGIE; LES ÉQUILIBRES GÉOLOGIQUES; LA DIFFÉRENCE FONDAMENTALE ENTRE LES OROGÈNES ET LES ZONES NON OROGÉNIQUES.

Nous venons de voir que les forces tectoniques doivent naître dans ou sous les orogènes, et il nous faut maintenant essayer d'établir l'origine et la nature de ces forces.

Il ne suffit pas d'invoquer comme sources d'énergie géologique la pesanteur, l'attraction gravitationnelle de la lune, la radiation du soleil, la rotation de la terre, la chaleur résiduelle ou radiogénique, et les réactions chimiques, mais il faut bien se dire qu'une source d'énergie très importante réside dans la dégazéification du magma et de la matière de l'intérieur de la terre en général, ce qui d'ailleurs est la cause principale du volcanisme [1].

[1] A mon avis, la dégazéification actuelle n'est qu'un faible épilogue de la dégazéification prégéologique qui a accompagné la trans-

Toutes ces sources d'énergie suffisent à expliquer d'une manière satisfaisante et quantitative la formation des géosynclinaux, l'orogénèse, le volcanisme, et tous les phénomènes connexes, sans que l'on soit obligé de faire intervenir ces forces inconnues et mystérieuses que l'on invoque beaucoup trop souvent.

En effet, en respectant rigoureusement les principes thermodynamiques, on peut établir la série causale d'actions et de réactions qui produit les phénomènes géologiques interdépendants. Traduit en langage de géologue ces fameux théorèmes peuvent s'énoncer comme suit:

Chaque phénomène géologique de nature physique ou chimique ne peut être qu'une réaction qui tend à rétablir un équilibre rompu ou un régime stationnaire dérangé.

Ceci dit, rappelons rapidement ici les équilibres géologiques et les conditions nécessaires et suffisantes à leur établissement.

Pour que *l'équilibre gravitatif en surface* soit rigoureusement établi, il faut que le relief topographique soit nul et que les eaux forment une *panthalassa*, une mer universelle. En l'occurrence nous pouvons cependant considérer que cet équilibre est réalisé par rapport aux phénomènes tectoniques, lorsque le relief topographique n'est pas assez accentué pour permettre des glissements et des éboulements.

A propos des *équilibres hydrostatique et isostatique*, il convient, pour les questions qui nous préoccupent ici, d'avoir bien à l'esprit que l'existence du premier implique celle du second; tandis que l'inverse n'a pas forcément lieu, puisqu'il est bien possible que l'équilibre isostatique soit établi sans que les couches, à densité croissante avec la profondeur, aient des

formation d'une masse de matière solaire en notre planète, dont l'intérieur est encore constitué de matière solaire partiellement appauvrie en hydrogène et hélium (voir KUHN et RITTMANN, 1941, et.). Il est nécessaire d'ajouter que notre conception de l'évolution prégéologique et de la nature de l'intérieur de la terre, tout en facilitant l'explication logique des phénomènes géologiques, n'est pas une *conditio sine qua non* de la théorie géologique que j'expose ici, étant donné que la dégazéification actuelle du magma est un fait démontré à l'évidence par chaque éruption volcanique.

épaisseurs constantes et une disposition parfaitement horizontale comme l'exige l'équilibre hydrostatique.

L'équilibre thermique, ou mieux *le régime stationnaire thermique* est établi si toutes les géo-isothermes coïncident avec des niveaux géodiques. Dans ce cas il n'existe qu'un gradient thermique vertical (radial) et, à n'importe quel lieu, le courant thermique et la température restent constants.

Quant à *l'équilibre physico-chimique*, il est évidemment établi si toutes les substances existantes se présentent en phases stables réciproquement en équilibre dans les conditions de température et de pression réalisées. A un cas particulier d'équilibre physico-chimique, correspondent les gaz contenus dans un magma, formant avec les silicates fondus une vraie solution, une dispersion moléculaire, tant que la pression hydrostatique est supérieure aux tensions partielles de vapeur des gaz du magma. Mais il faut bien penser qu'il ne s'agit ici que d'un équilibre apparent, car, même dans le cas d'une pression externe supérieure, une certaine quantité de gaz émigre lentement vers le haut par diffusion, devenant ainsi un des facteurs les plus importants du métamorphisme, et particulièrement de la granitisation et de l'anatexie.

Après avoir ainsi passé rapidement en revue les équilibres géologiques, il nous faut maintenant voir où, dans la croûte terrestre et dans la zone magmatique, ils sont réalisés, et où ils sont rompus.

Dans les vieux massifs continentaux qui, d'après les données de la géophysique, sont constitués par des couches sialiques et simatiques d'épaisseur constante, et qui présentent en outre des reliefs topographiques peu marqués, tous les équilibres dont nous venons de parler sont, au moins approximativement, établis jusque dans la zone magmatique profonde. Il s'ensuit qu'aucune force tectonique ne peut naître dans la croûte continentale ou dans la zone sous-jacente, de sorte que les boucliers continentaux sont tectoniquement passifs.

Le même raisonnement vaut naturellement aussi pour la croûte sous-océanique du type pacifique, qui est constituée entièrement de Sima d'épaisseur constante et disposé parallèlement à la surface du géoïde.

Par contre, dans les zones de passage entre les boucliers continentaux sialiques et la croûte sous-océanique, complètement ou en prédominance simatique, l'épaisseur du Sial décroît vers l'Océan plus ou moins régulièrement. Une telle distribution grossièrement cunéiforme du Sial est incompatible avec l'existence de l'équilibre hydrostatique, parce que dans un même niveau géoïdique se trouvent des matériaux de densité différente; ce qui, d'ailleurs, n'empêche pas l'existence des équilibres isostatique et physico-chimique.

A propos du régime stationnaire thermique, dans les zones en question, nous pouvons prévoir d'emblée qu'il doit être dérangé. En effet, étant donné que la conductibilité thermique des roches sialiques est bien supérieure à celle des roches simatiques, et que la distribution des substances radioactives est très inégale, la répartition des températures dans la croûte continentale doit être très différente de celle qui règne dans la croûte sous-océanique. Par conséquent, on trouvera dans le même niveau des températures différentes de part et d'autre de cette zone de passage. Ceci posé, nous devons penser que, dans cette zone même, les géo-isothermes sont inclinées par rapport aux niveaux géoïdiques, et que le gradient thermique présente une composante horizontale.

Dans le prochain chapitre, nous étudierons les conséquences extrêmement importantes de ce fait, en nous limitant ici à constater que, dans les zones de passage entre la croûte continentale et la croûte sous-océanique, au moins l'équilibre hydrostatique et le régime stationnaire thermique normal sont rompus.

Ces déséquilibres doivent donner naissance à des forces qui tendent à rétablir les équilibres en produisant des mouvements de masses. Il s'ensuit que lesdites zones de passage doivent être des zones tectoniquement actives, des zones orogéniques.

Ce qui précède doit donc nous amener à la conclusion suivante: *La différence fondamentale entre la partie de la croûte terrestre tectoniquement passive des zones continentales et sous-océaniques d'une part, et celle tectoniquement active des zones orogéniques d'autre part, ne consiste pas dans une rigidité majeure ou mineure, mais réside dans le fait que dans la première les*

équilibres isostatique, hydrostatique, gravitatif, thermique et physico-chimique sont bien établis, tandis que dans la seconde au moins quelques-uns de ces équilibres sont rompus.

La distribution des températures dans la croûte terrestre.

Nous avons vu dans le chapitre précédent que les températures d'un même niveau géoïdique doivent être différentes sous les continents et sous les océans. Cette constatation préliminaire, basée sur les variations de la conductibilité thermique et de la radioactivité dans les différentes zones de la croûte terrestre, est purement qualitative, et ne permet de préciser à priori ni le sens, ni l'importance de cette différence.

Pour tenter de résoudre d'une manière quantitative ce problème important, j'ai procédé comme suit.

La chaleur irradiée en surface de la terre provient en partie de l'intérieur de celle-ci, et dérive pour le reste de la désintégration des éléments radioactifs contenus dans la croûte terrestre.

En considérant un régime thermique stationnaire, nous pouvons dire que, à un point quelconque de profondeur x à l'intérieur de la croûte terrestre, le flux de chaleur, c'est-à-dire la quantité de chaleur W qui passe par seconde à travers un centimètre carré de la surface isotherme horizontale, est égale à la quantité de chaleur W_0 irradiée en surface de la terre, moins la chaleur produite par seconde dans la colonne rocheuse à base unitaire comprise entre la surface et la profondeur x.

La quantité de chaleur radiogénique ω produite par seconde dans l'unité de volume de la dite colonne rocheuse, varie avec la profondeur; ce qui nous amène à l'expression:

$$\Omega = \int_0^x \omega \cdot dx \qquad [\text{cal cm}^{-3}\ \text{sec}^{-1}]$$

Le flux de chaleur à la profondeur x est donc donné par l'équation:

$$W = W_0 - \int_0^x \omega \cdot dx \qquad [\text{cal cm}^{-3}\ \text{sec}^{-1}]$$

Le gradient thermique à la profondeur x est en conséquence donné par la relation suivante:

$$\frac{dt}{dx} = \frac{W}{\lambda} = \left(W_0 - \int_0^x \omega \cdot dx \right)$$

En supposant la conductibilité thermique invariable (ce qui est une approximation permise entre certaines limites) et en intégrant nous aurons:

$$t - t_0 = \frac{1}{\lambda} \int_0^x W \cdot dx = \frac{W_0}{\lambda} \cdot x - \frac{1}{\lambda} \int_0^x dx \int_0^x \omega \cdot dx$$

dans laquelle t_0 est la température d'inversion à la surface terrestre (10° C.) et t celle à la profondeur x.

En introduisant les valeurs t_s et W_s de la température et du flux de chaleur à la base de la croûte terrestre, dont l'épaisseur est S, on peut écrire:

$$t_s - t = \frac{1}{\lambda} \int_x^s W\, dx = \frac{1}{\lambda} W_0 (S - x) -$$

$$- \frac{1}{\lambda} \int_x^s dx \int_0^x \omega\, dx = \frac{1}{\lambda} W_s (S - x) + \frac{1}{\lambda} \int_x^s dx \int_x^s \omega \cdot dx$$

A l'aide de ces équations on peut calculer la distribution des températures dans la croûte terrestre, pourvu que l'on connaisse la fonction $\omega = f(x)$, les valeurs de λ dans les différentes couches, et au moins deux des valeurs limites W_0, W_s, t_0 et t_s.

Pour que le lecteur puisse se rendre compte des prémisses du calcul, je résume ici rapidement les arguments qui ont déterminé le choix des constantes.

Les déterminations très nombreuses de la radioactivité des différentes roches montrent clairement l'enrichissement des substances radioactives dans le Sial, et particulièrement dans les granites récents qui ont subi plusieurs anatexies, et plus

encore dans les produits pneumatolytiques et hydrothermaux. Il est en effet évident que la migration géochimique des éléments pneumatophiles, parmi lesquels se rangent aussi les éléments radioactifs, a lieu surtout pendant les cycles orogéniques avec le métamorphisme et l'intrusion diapirique des magmas anatectiques.

L'examen rigoureux d'un grand nombre de données montre que la distribution moyenne de la radioactivité dans la croûte sous-continentale peut être représentée par une courbe hyperbolique du type:

$$\omega_x = \frac{b}{x + a} \qquad [\text{cal cm}^{-3}\ \text{sec}^{-1}]$$

x étant la chaleur radiogénique à la profondeur x. Les constantes $a = 2{,}16.10^5$ et $b = 2{,}4.10^{-7}$ ont été calculées en admettant, pour les boucliers sialiques, à 1 km de profondeur, ω égal à la valeur moyenne déterminée par Goranson, Joly et Poole, et Kirsch pour tous les granites, c'est-à-dire $\omega_1 = 76.10^{-14}$ cal cm^{-3} sec^{-1}; et en admettant, à 15 km de profondeur, ω égal à la moyenne déterminée par Keevil pour les granites précambriens: $\omega_{15} = 14.10^{-14}$ cal cm^{-3} sec^{-1}.

Quant au troisième des paramètres nécessaire pour le calcul envisagé ici, je pense, en raison de faits que j'ai déjà exposés ailleurs, que la composition du Sima, à sa base, doit correspondre à celle des basaltes hawaiens, et j'admets, en tenant compte des effets de la différenciation pneumatolytique du magma, une valeur de $\omega_{70} = 6.10^{-14}$ cal cm^{-3} sec^{-1}.

La distribution moyenne de la radioactivité dans la croûte sous-océanique du type pacifique doit être très différente de celle qui doit exister dans la croûte sous-continentale. En effet, la production moyenne de chaleur radiogénique des basaltes hawaïens, qui correspondent à la partie supérieure du Sima sous-océanique, n'est que 12.10^{-14} cal cm^{-3} sec^{-1} selon Piggot et Daly. Elle est donc au moins six fois plus petite que celle du Sial supérieur des continents. D'autre part, il faut tenir compte du fait que les parties profondes du Sima sous-océanique n'ont jamais pris part à des orogénèses qui, elles, favorisent la

dégazéification du magma et avec cela l'émigration des substances radioactives. Ceci nous amène à conclure que le Sima est plus radioactif sous les océans que sous les continents. En admettant pourtant un certain effet de la différenciation pneumatolytique du magma pendant sa montée vers la surface, je pense qu'à 70 km de profondeur sous le Pacifique la valeur de ω est réduite à 9.10^{-14} cal cm^{-3} sec^{-1}, c'est-à-dire à une valeur intermédiaire entre celle des basaltes hawaïens et celle de la base du Sima sous-continental. Cette variation n'étant que très petite, la loi de la distribution de la radioactivité dans la croûte sous-océanique peut être exprimée par une fonction linéaire au lieu de la fonction hyperbolique établie plus haut pour la croûte sous-continentale.

Ceci posé, il a fallu choisir parmi les données numériques de la conductibilité thermique des roches les valeurs λ qui peuvent être considérées comme représentatives pour les différentes couches de la croûte terrestre. Or Daly et v. Wolff ont démontré que les valeurs de λ déterminées en laboratoire sur des roches granitiques sont généralement trop petites à cause des fissures microscopiques qui se produisent pendant l'expérience et qui réduisent considérablement la conductibilité. Il me semble donc plus indiqué de baser les calculs sur les valeurs de λ déterminées par un grand nombre de physiciens et de minéralogistes pour les minéraux, et de considérer la conductibilité des roches comme une fonction additive pondérée de la conductibilité thermique des minéraux constituants. C'est ainsi que j'ai admis, tout en tenant également compte dans la mesure du possible du facteur température, les valeurs moyennes suivantes:

λ [cal $grade^{-1}$ cm^{-1} sec^{-1}]	Matériaux	Profondeurs
0,008	Sial supérieur (A)	de 0 à 20 km
0,0065	Sial inférieur (B)	de 20 à 45 km
0,0045	Sima souscontinental	de 45 à 70 km
0,004	Sima sousocéanique	à 0 km
0,0045	Sima sousocéanique	à 60 km

La quantité de chaleur W_0 irradiée en surface est calculée à partir de la conductibilité thermique et du gradient thermique: En introduisant les données qui résultent des recherches les plus soigneuses exécutées dans différents puits, on trouve une valeur moyenne de $W_0 = 1{,}64.10^{-6}$ cal cm^{-2} sec^{-1}.

Cette valeur de W_0 vaut pour toutes les régions tectoniquement passives à régime thermique stationnaire, c'est-à-dire

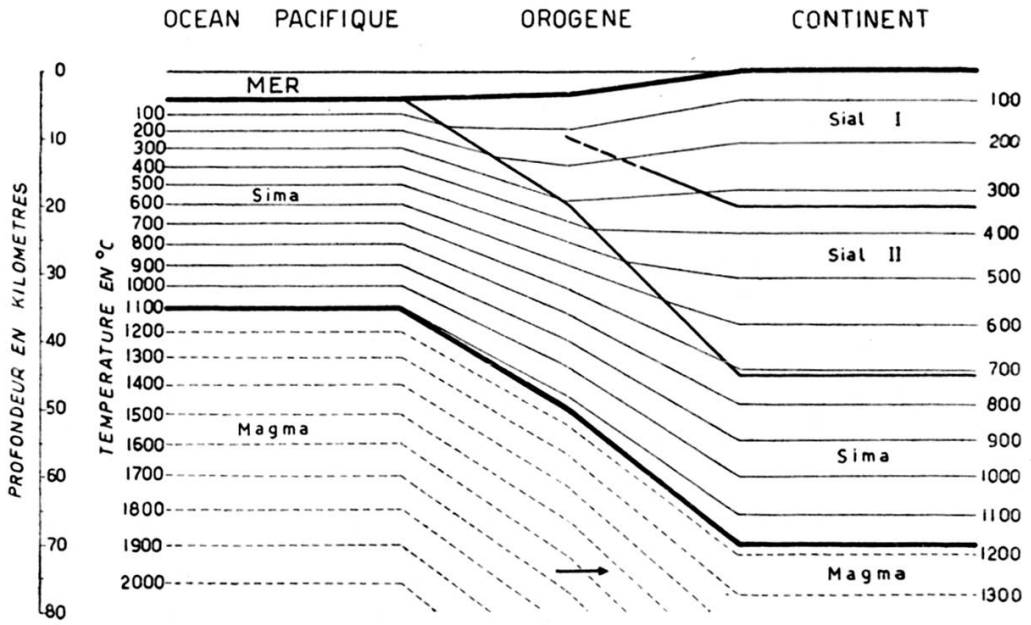

Fig. 1.
Section schématique à travers la croûte terrestre continentale et sous-océanique du type pacifique avec indication des géoisothermes.

pour le fond du Pacifique aussi bien que pour les boucliers continentaux, car ce serait absurde de penser que la conductibilité thermique plus faible de la croûte sous-océanique impliquerait une diminution du flux de chaleur. En effet, si c'était ainsi, la chaleur provenant de l'intérieur de la terre s'accumulerait au-dessous de la croûte, la température y augmenterait, et l'épaisseur de la croûte serait réduite par fusion à sa vase, jusqu'à ce que le gradient thermique ait acquit une valeur telle qu'elle satisfasse le régime thermique normal.

Il faut être bien conscient du caractère approximatif des données énumérées, et ne pas attribuer une valeur absolue et définitive aux résultats numériques de mes calculs, mais j'insiste sur le fait que de nombreux calculs analogues, basés sur des

données différentes et variées entre des limites raisonnables, m'ont donné des résultats qui mènent aux mêmes conclusions:

L'épaisseur de la croûte terrestre est variable et dépend de la distribution du Sial, les calculs basés sur les données citées fournissant les résultats suivants:

Epaisseur moyenne de la croûte		sous les continents	= 70 km
»	»	sous l'Atlantique	= 57 km
»	»	sous le Pacifique	= 31 km.

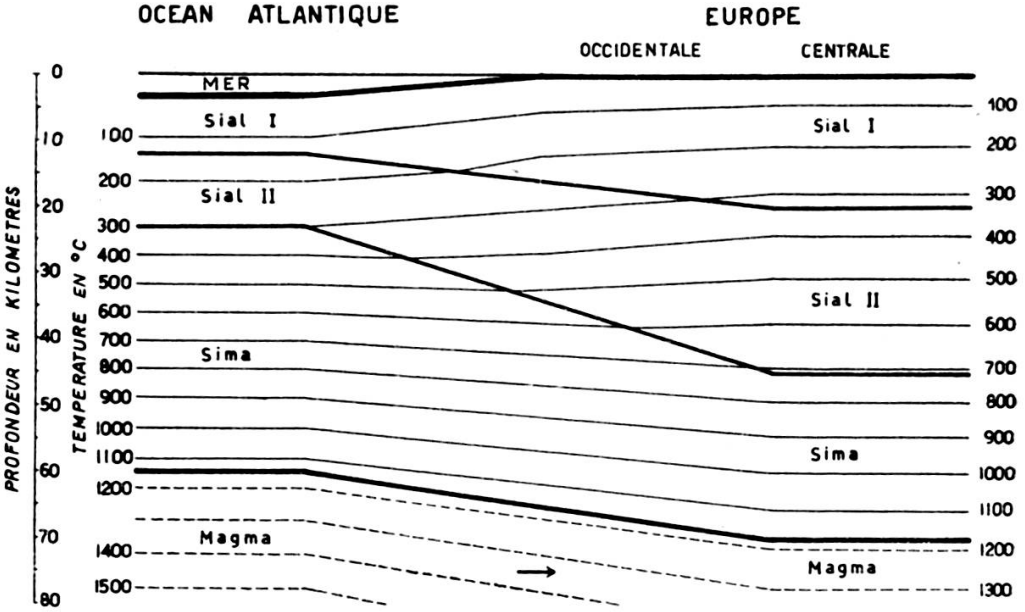

Fig. 2.
Section schématique à travers la croûte terrestre continentale et sous-océanique du type atlantique avec indication des géoisothermes.

L'allure de la température dans ces différents cas est représenté dans les figures 1 et 2, qui montrent, en échelle très surélevée, des sections schématiques à travers la croûte terrestre avec indication des géoisothermes.

Contrairement à ce qui a été supposé jusqu'à présent, mes calculs démontrent que la croûte sous-continentale est plus épaisse que la croûte sous-océanique, et cela malgré la radioactivité majeure du Sial. La raison en est que les substances radioactives, fortement accumulées dans les parties supérieures du Sial, d'où la chaleur s'échappe facilement en surface, n'ont qu'une influence subordonnée sur l'allure de la température dans la croûte, tandis que la conductibilité thermique en est le facteur prédominant.

Les courants magmatiques subcrustaux.

Les recherches théoriques très importantes de M. Pekeris prouvent que chaque différence de température dans un même niveau de la zone magmatique doit causer un courant de convection dirigé dans sa branche supérieure horizontale en direction de la température décroissante. En effet, une telle différence de température dans un même niveau d'une masse homogène et visqueuse cause un déséquilibre hydrostatique, et fait ainsi naître des forces qui tentent à rétablir l'équilibre en déplaçant les masses plus chaudes et plus légères au-dessus des masses moins chaudes et plus lourdes. Ces courants sont très lents à cause de la grande viscosité du magma, mais en même temps leur énergie est excessivement grande, les masses en jeu étant énormes. On peut en déduire ce qui suit, en se basant sur les résultats exposés dans le chapitre précédent.

Les courants subcrustaux prennent naissance dans les zones caractérisées par des gradients thermiques horizontaux, c'est-à-dire dans les zones où l'épaisseur du Sial varie rapidement, comme par exemple aux bords des continents et au-dessous des fossés d'étirement dans les massifs sialiques. J'appellerai ces zones où les courants reçoivent leur impulsion les zones actives, en les opposant aux zones passives caractérisées par une épaisseur constante du Sial ou par son absence totale, et, en conséquence, par une disposition horizontale des géoisothermes.

Dans la zone active, le courant subit une accélération, qui produit une compression dans la zone passive antérieure, et une dépression dans la zone passive postérieure. Il est évident que le courant se propage avec une vitesse décroissante dans la zone passive antérieure. Par contre le magma, dans la zone passive postérieure, subit l'action d'une succion du côté de la zone active, produisant un déplacement de masse très lent vers celle-ci. Or les intensités de la pression en avant, et de la succion en arrière de la zone active, dépendent non seulement de la valeur du gradient thermique horizontal et de la largeur de la zone active, mais aussi de la forme en plan de celle-ci. Si elle est

concave vers l'avant, les lignes de flux convergent et la pression augmente, tandis que la succion en arrière diminue. Si, par contre, la zone active est convexe vers l'avant, l'inverse se produit.

Il est hors de doute que ces courants de convection sont très efficaces et capables de causer les cycles orogéniques et les mouvements épirogéniques de la croûte terrestre, mais il faut pourtant envisager aussi l'existence de courants subcrustaux d'origine différente. Ainsi, selon les recherches fort intéressantes de M. Vening Meinesz, il est très probable qu'un système de courants s'était établi dans la terre primordiale bien avant la consolidation de sa croûte. Ce système aurait consisté en quatre courants montants et quatre courants descendants, distribués alternativement dans les octants du globe. Un tel système expliquerait la forme triangulaire et la distribution à peu près tétraédrique des continents. Rien ne permet de nier la possibilité d'une survivance d'un tel système de courants jusqu'à l'heure actuelle, aussi affaibli et déformé qu'il puisse être. D'autre part, la rotation même de la terre cause, selon R. Wavre, P. Dive et d'autres, des mouvements relatifs de masses dans la terre qui, par rapport à la surface, nous apparaissent comme des « courants subcrustaux dirigés vers l'est, et d'autant plus rapides qu'ils sont plus profonds ou plus proches des pôles ». Dans le même sens agit l'action retardatrice des marées, invoquée souvent pour expliquer la dérive des continents vers l'ouest. L'analyse quantitative de ces phénomènes montre pourtant que l'efficacité de ces courants est de beaucoup inférieure à celle des courants de convection thermique, et ne peut être suffisante pour causer les orogénèses; mais il semble bien probable qu'elle puisse produire des effets secondaires qui modifient localement les phénomènes fondamentaux.

Il y a pourtant un autre facteur, indépendant lui aussi des gradients thermiques horizontaux, qui peut influencer profondément l'allure des courants subcrustaux: c'est la dégazéification du magma à travers les fractures abyssales qui se forment dans la croûte terrestre soumise à une forte distension. La dégazéification produit un alourdissement considérable du magma, non seulement à cause de la perte de substances vola-

tiles, mais surtout à cause du refroidissement qui en résulte. Il est évident que le magma ainsi alourdi a une tendance à descendre et à dévier les courants vers le bas.

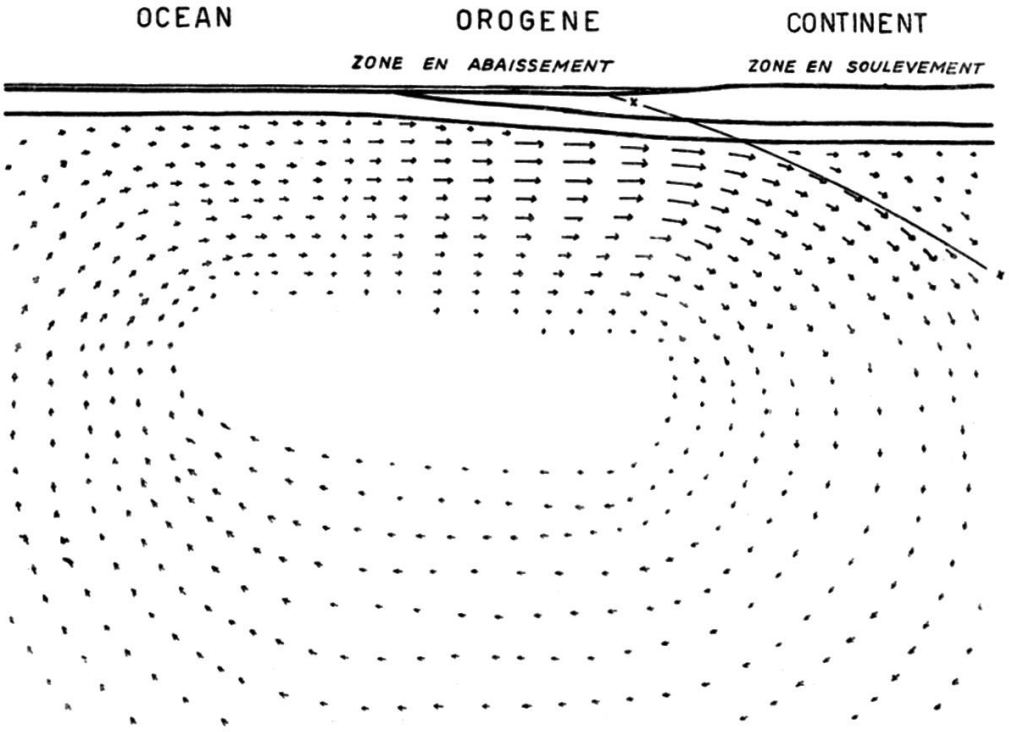

Fig. 3.

Représentation schématique d'un courant subcrustal de convection. La longueur des flèches est proportionnelle à la vitesse du courant. Le plan incliné x-x indique la zone de cisaillement, c'est-à-dire la zone des hypocentres des tremblements de terre profonds.

Pour faire ressortir clairement les phénomènes fondamentaux de l'orogénèse, je me limiterai d'abord à la discussion des effets des courants de convection, et seulement après avoir exposé le mécanisme de la formation des géosynclinaux et de l'orogénèse, je traiterai brièvement des effets des facteurs secondaires qui se superposent au schéma fondamental et qui peuvent modifier l'essentiel de l'orogénèse.

L'ORIGINE DES FOSSÉS MARINS ET DES GÉOSYNCLINAUX.

Examinons d'abord les phénomènes qui doivent se produire dans la zone active située entre un bloc continental et l'océan

de type pacifique (voir les figures 1 et 3). D'après ce que nous venons de dire, un courant accéléré et dirigé vers le continent doit y exister, produisant une augmentation de pression du magma sous le continent, et une dépression non seulement dans la zone active mais aussi sous la croûte sous-océanique voisine.

La pression sous le continent produira un déplacement du magma en direction de la moindre résistance et, en même temps, un soulèvement épirogénique des parties intérieures du continent. Par contre, la dépression dans la zone active et sous l'océan limitrophe a pour conséquence la formation d'un fossé marin.

Le soulèvement du continent et l'affaissement des zones marginales créent un déséquilibre isostatique et des forces opposées à celles qui causent le courant subcrustal. En outre, la déformation de la croûte diminue l'obliquité des géo-isothermes par rapport aux niveaux géoïdiques, réduisant ainsi la composante horizontale du gradient géothermique, et de ce fait l'intensité du courant subcrustal même. Dans des conditions pareilles, un équilibre dynamique, un régime stationnaire doit s'établir, qui pourrait persister à l'infini si aucune nouvelle force indépendante n'intervenait pour le rompre.

Il est significatif que les fossés marins actuels se trouvent aux bords des blocs sialiques justement là où la sédimentation est extrêmement faible ou nulle. Ceci fait penser que les forces qui rompent le régime stationnaire en question sont les forces exogènes qui causent la sédimentation. En effet, un fossé marin se transforme en géosynclinal dès qu'il y a une sédimentation forte et prolongée. Le poids des sédiments rompt l'équilibre dynamique du fossé marin et en affaisse la base [1].

[1] A ce propos, il faut se rappeler que le poids des sédiments n'est en aucun cas la cause primaire de la formation du géosynclinal, et qu'il ne peut provoquer la totalité de son effondrement. L'abaissement (a), dû au dépôt de (x) mètres de sédiments, est, selon le principe d'Archimède, proportionnel au quotient des densités (d) des sédiments et (D) du magma subcrustal déplacé par l'abaissement de la croûte: $a = dx : \mathrm{D} =$ environ $0{,}8\ x$. Or l'évolution normale d'un géosynclinal étant caractérisée par la persistance d'une mer

La dépression due à l'accélération du courant subcrustal dans la zone active explique aisément l'origine du géosynclinal et le phénomène progressif pendant des époques géologiques. Mais l'accélération du courant subcrustal a encore un autre effet important: la distension du magma qui en résulte est transmise à la croûte par la friction interne considérable, et elle fait naître des tractions suffisantes pour produire des fractures abyssales, qui s'ouvrent du bas vers le haut [1].

L'ouverture de telles fractures signifie au premier instant, localement, un abaissement énorme de la pression et, par conséquent, une augmentation immédiate de la fluidité du magma, qui s'injecte dans ces fractures. Le volcanisme géosynclinal qui en résulte produit des épanchements et surtout des injections peu profondes, en forme de sills et de laccolithes, du magma basaltique plus ou moins différencié pendant sa montée. Les roches éruptives basiques et souvent même ultrafémiques alourdissent la croûte et en augmentent l'effondrement. En même temps, la dégazéification progressive du magma cause, comme nous l'avons déjà vu, une déviation croissante du courant subcrustal vers le bas. Peu à peu, la base de la croûte géosynclinale arrive au niveau de celle de la croûte sous-continentale. Dès ce moment, dans la zone comprise entre l'axe du géosynclinal et le continent, le gradient thermique horizontal devient zéro, et l'impulsion du courant, tout en devenant plus efficace, n'a lieu que dans la zone comprise entre l'axe du géosynclinal et l'Océan, où l'inclinaison des géoisothermes s'accentue. Ainsi les conditions fondamentales sont changées, et la phase géosynclinale du cycle orogénique prend fin.

peu profonde, il s'ensuit qu'environ un cinquième de l'enfoncement progressif du géosynclinal doit être dû à l'action du courant subcrustal.

[1] Il est à noter que, pendant toute la phase géosynclinale, la base de la croûte reste convexe vers le haut à cause de l'incurvation terrestre. Il serait donc erroné de vouloir expliquer la formation des fractures abyssales par une distention due à l'effondrement lui-même. Au contraire, celui-ci ne fait que diminuer l'incurvation, créant ainsi plutôt une compression qu'une distention.

L'ENGLOUTISSEMENT ET LE PLISSEMENT.

Bien que, dans la zone axiale du géosynclinal, la distension due à l'accélération du courant subcrustal ait disparu avec celle-ci, l'effondrement de la croûte continue, parce que le courant dévié de plus en plus vers le bas, exerce sur la croûte une succion qui agit dans le même sens que la dépression anté-

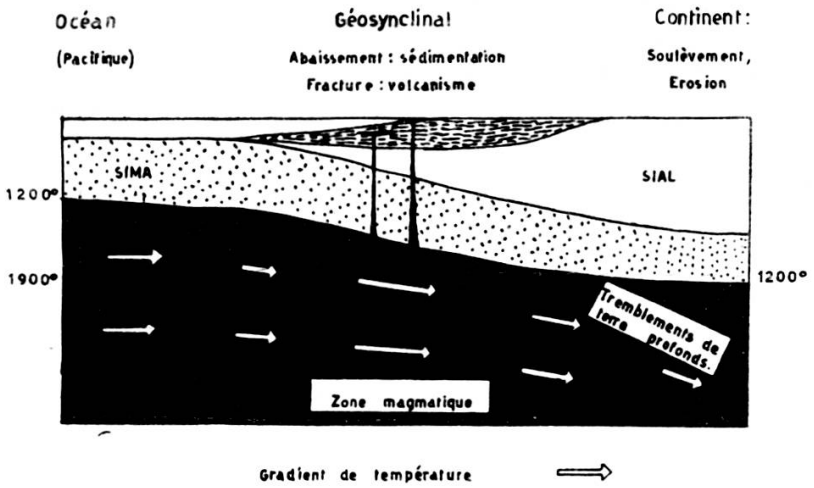

Fig. 4.

Section schématique à travers l'orogène pendant la phase géosynclinale (hauteurs exagérées).

rieure. Ainsi la croûte géosynclinale s'enfonce à une profondeur plus grande encore que celle de la base de la croûte continentale. Le régime thermique qui, à la fin de la phase géosynclinale, était devenu stationnaire dans la zone comprise entre l'axe du géosynclinal et le continent, est rompu à nouveau; mais cette fois les géo-isothermes s'inclinent vers l'Océan. Ceci fait naître, sous les parties marginales du continent, un nouveau courant de convection dirigé vers la mer, c'est-à-dire en sens opposé à celui du courant qui existait jadis dans cette zone pendant la phase géosynclinale, et dont la partie postérieure persiste et devient même plus efficace avec l'inclinaison croissante des géo-isothermes.

L'inversion de la partie antérieure du courant subcrustal créée des conditions tout à fait nouvelles. Les deux courants opposés et inclinés en sens contraire se rencontrent sous l'axe de l'orogène. Il en résulte un système de convection dont la branche descendante se trouve sous l'orogène même. Les

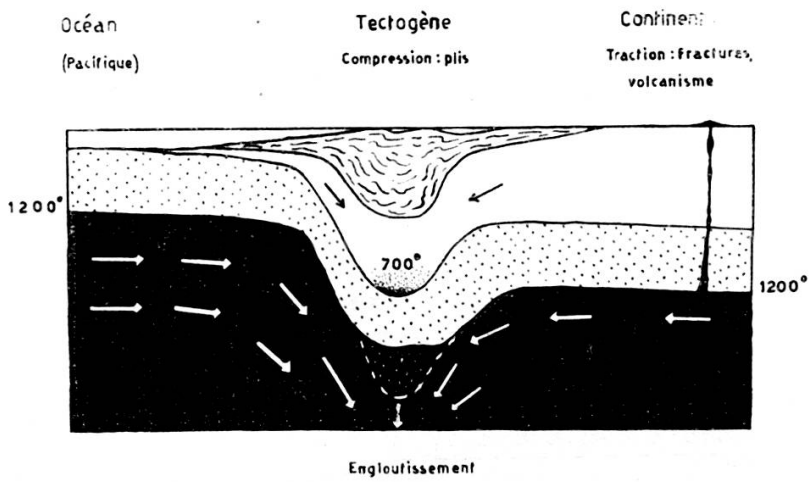

Fig. 5.

Section schématique à travers l'orogène pendant la phase d'engloutissement (hauteurs exagérées)

conséquences immédiates d'un tel système doivent être logiquement les suivantes.

La croûte terrestre sous l'axe de l'orogène s'effondre rapidement et se trouve engloutie par la zone magmatique. Les courants accélérés causent d'une part une distension de la croûte des deux côtés de l'orogène, et d'autre part une compression très forte dans les parties supérieures de la croûte orogénique. Ainsi ils produisent en même temps le plissement des sédiments géosynclinaux, la fracturation de l'avant et de l'arrière-pays accompagnée de volcanisme, et comme conséquence de la défluxion accélérée du magma sous-continental : l'abaissement épirogénique des parties internes du continent.

Les plissements et les charriages ne sont que des effets secondaires et superficiels des mouvements d'énormes masses visqueuses en profondeur. La composante verticale descendante du mouvement d'engloutissement devient d'autant plus importante que les masses déplacées s'approchent de l'axe de l'orogène

en profondeur, créant ainsi des conditions favorables à la formation de nappes de sous-charriage dont la surface, avant sa déformation par la surrection, est de plus en plus inclinée vers l'axe de l'orogène, où elle se perd dans la zone de la tectonique fluidale en profondeur. Ces nappes consistent donc en lambeaux de la partie supérieure de l'orogène restés relativement sur place, tandis que leur substratum est formé par des parties de la croûte adjacente tirées obliquement en profondeur par l'action des courants subcrustaux.

D'autre part l'effondrement rapide de la partie centrale de l'orogène peut provoquer la rupture de l'équilibre gravitatif en surface, causant ainsi la formation de nappes d'écoulement qui glissent, éventuellement des deux côtés, vers le fond de la dépression du synclinorium.

L'engloutissement de Sial dans le magma simatique plus lourd rompt les équilibres isostatique et hydrostatique, créant ainsi une force ascendante selon le principe d'Archimède. Nous sommes donc de nouveau en présence de deux forces opposées et interdépendantes, qui doivent établir un équilibre dynamique déterminé par une certaine limite de l'engloutissement. Ce régime stationnaire pourrait durer à l'infini, s'il n'y avait pas d'autres forces indépendantes d'origine endogène capables de rompre cet équilibre. Les masses sialiques englouties, se trouvant dans un milieu à température beaucoup plus élevée que la leur, doivent se réchauffer. Mais ce réchauffement doit être excessivement lent à cause de la faible conductivité thermique de ces énormes quantités de roches. Ce n'est que dans les parties très profondes qu'il sera accéléré par l'énergie calorique transportée par les gaz magmatiques qui y pénètrent par diffusion. Ces gaz contiennent à côté de vapeur d'eau beaucoup d'autres substances pneumatophiles et, selon mon avis, aussi une certaine quantité d'hydrogène libre.

A la suite du réchauffement et de l'apport de substances nouvelles, les équilibres chimiques sont déplacés et certains minéraux composant les sédiments deviennent instables; des minéraux nouveaux se forment, de nouvelles structures se développent, et les sédiments subissent une métamorphose croissante avec la profondeur, arrivant jusqu'à la granitisation, et

même à la fusion partielle ou globale. Ainsi des parties profondes du Sial englouti sont transformées en magma anatectique, de composition granitique ou granodioritique (Sial A), et même, à une profondeur encore plus grande, de composition noritique (Sial B).

En même temps la base simatique de la croûte engloutie est lentement refondue et englobée dans le magma subcrustal de composition analogue.

La surrection des chaînes de montagnes.

Le réchauffement et la formation de roches métamorphiques allochimiques et de magmas anatectiques causent un allègement considérable des masses englouties, et par conséquent une augmentation de la force ascendante qui tend à rétablir l'équilibre isostatique. C'est ainsi que l'équilibre dynamique entre la succion des courants descendants et la poussée archimédique est rompu, et que la phase de surrection commence.

L'hétérogénéité des masses sialiques localement fondues empêche le soulèvement en bloc de toute la masse. Les magmas anatectiques, plus légers et plus mobiles que les roches encaissantes, pénètrent diapiriquement dans les roches susjacentes en y formant des plutons. Parfois, dans un stade plus avancé, ils arrivent même en surface, donnant naissance à un volcanisme orogénique excessivement explosif.

La surrection, ou orogénèse proprement dite, est accompagnée, en surface, par des mouvements tectoniques secondaires, dont les résultats les plus apparents sont les nappes d'écoulement. Cette tectonique secondaire de rupture et d'écoulement se superpose à la tectonique de compression de la phase d'engloutissement, et en déforme les traits caractéristiques. Les surfaces de translation des nappes de sous-charriage, qui originairement plongeaient vers l'axe de l'engloutissement, vont être pliées et même déchirées. Souvent leur plongement est complètement renversé, tendant localement vers la verticale. Plus en profondeur, l'ancienne tectonique de compression est rendue méconnaissable par la superposition d'une tectonique

fluidale, ou même elle est complètement effacée par les intrusions diapiriques.

A la suite de la refusion du Sima et de la surrection, la convexité de la base de la croûte diminue rapidement; l'obliquité des géo-isothermes par rapport aux niveaux géoïdiques diminue de plus en plus; et les courants subcrustaux s'affaiblissent. Ainsi la surrection est fortement accélérée dans un

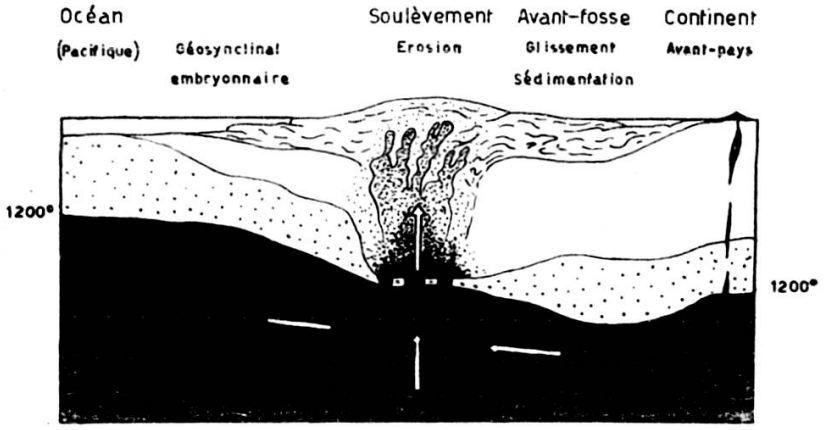

Fig. 6.
Section schématique à travers l'orogène pendant la phase de surrection (hauteurs exagérées).

premier temps, bien qu'elle soit un mouvement asymptotique décroissant en fonction exponentielle avec le rétablissement progressif de l'équilibre isostatique.

La surrection est accompagnée en profondeur d'un afflux de magma des deux côtés de l'orogène. Par conséquent les fosses marginales, dont l'origine remonte à la phase d'engloutissement, s'approfondissent. Les pentes de la chaîne en surrection deviennent plus raides; ce qui favorise la formation de nappes d'écoulement.

Dans un stade plus avancé de la surrection, et après la consolidation des intrusions diapiriques, les parties centrales de l'orogène sont soumises à une distension croissante, causant des fractures le long desquelles les magmas hybrides et même le magma subcrustal peuvent arriver jusqu'en surface.

Le cycle orogénique prend fin avec le rétablissement des équilibres, rompus à plusieurs reprises pendant son évolution. A la suite de la surrection et la pénéplainisation complète de la

chaîne de montagnes, la plupart des orogènes acquièrent en majeure partie toutes les qualités d'une zone non orogénique et s'ajoute au bouclier sialique du continent croissant.

Bien avant, l'arrière-fosse s'est développée en fosse marine marginale, qui se transforme en un nouveau géosynclinal dès qu'une érosion suffisamment avancée crée des conditions favorables à une sédimentation massive. Le nouveau cycle orogénique commence donc avant que l'ancien soit achevé, et deux cycles successifs s'enchaînent ainsi causalement. Ce n'est que la durée de la phase géosynclinale, extrêmement longue par rapport à celle de l'engloutissement, qui nous fait apparaître les cycles orogéniques comme des paroxysmes séparés par de longs intervalles de tranquillité. En réalité, les orogénèses constituent une série ininterrompue de causes et d'effets, de ruptures et de rétablissements d'équilibres.

Les effets géothermiques et le bilan d'énergie de l'orogénèse.

Il est évident que l'accumulation des sédiments dans le géosynclinal et l'engloutissement de roches relativement froides, leur réchauffement successif et le diapirisme magmatique, produisent d'énormes oscillations des géo-isothermes et, par conséquent, de fortes variations du flux de chaleur et de l'irradiation calorique en surface. Ces faits nous amènent à considérer le problème du bilan d'énergie de l'orogénèse, qui est encore bien loin d'être établi définitivement. J'ai tenté de m'en rendre compte approximativement en calculant, pour les différentes phases orogéniques, la distribution des températures dans la croûte terrestre sous l'axe de l'orogène. Les résultats de ces calculs sont représentés dans la figure 7.

Les mêmes résultats sont représentés d'une autre manière dans les figures 8 et 9.

Connaissant ainsi approximativement les gradients thermiques dans les couches superficielles, il est possible de calculer, pour les différentes phases orogéniques, la chaleur irradiée en surface. Les valeurs numériques trouvées sont représentées dans la figure 10 en fonction du temps.

L'allure de la courbe d'irradiation calorique montre que, pendant les phases géosynclinale et d'engloutissement, la perte de chaleur en surface et très réduite, tandis que, dans la phase de surrection, elle apparaît plus que doublée par rapport à la

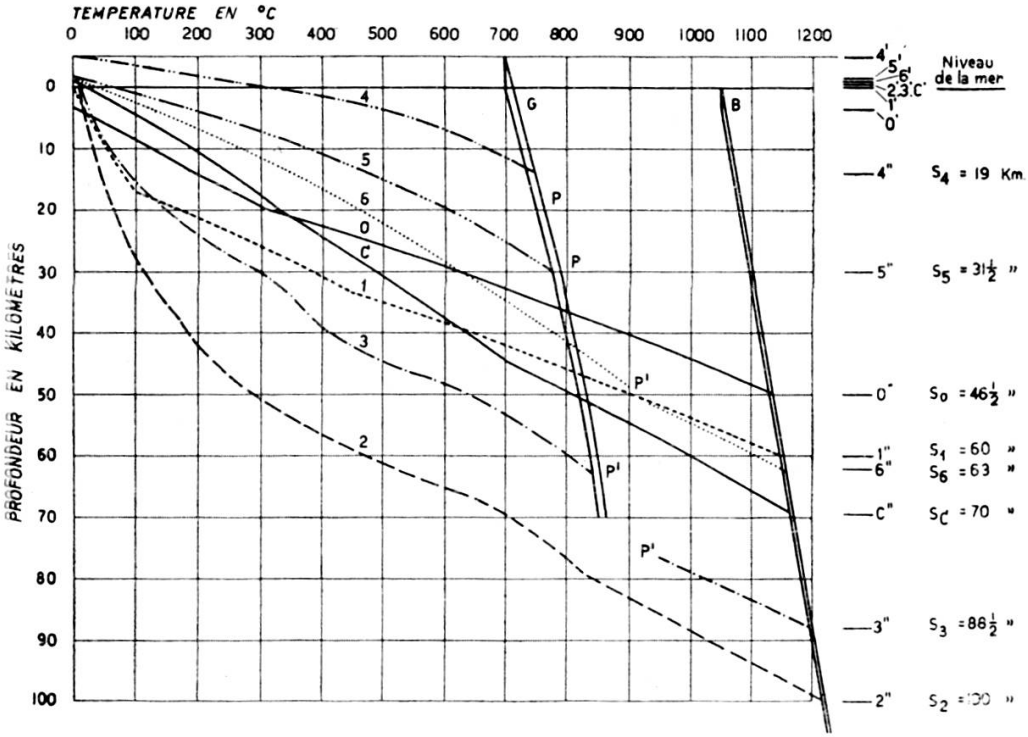

Fig. 7.

Les températures dans la croûte orogénique:

0 au début de la phase géosynclinale,
1 en pleine phase géosynclinale,
2 pendant la phase d'engloutissement (maximum),
3 au début de la phase de surrection,
4 pendant la phase de surrection (maximum),
5 pendant la phase tardive de surrection,
6 à la fin de la phase de surrection,
C après l'orogénèse; continent pénéplainisé,
B températures moyennes de fusion des basaltes,
G températures moyennes de fusion des granites,
P magma anatectique granitique ou (P°) noritique.

valeur moyenne normale de $1{,}64 . 10^{-6}$ cal cm^{-2} sec^{-1}. En outre, l'intégration de la courbe en question met bien en évidence que la quantité de chaleur retenue pendant les phases géosynclinale et d'engloutissement est à peu près deux fois plus grande que celle irradiée en surplus pendant la phase de surrection. Ceci signifie évidemment qu'une partie de la chaleur accumulée doit être transformée en énergie mécanique. Nous sommes donc amenés à conclure que *la phase géosynclinale représente le temps d'incubation, pendant lequel est accumulée de l'énergie calorique*

dont une partie accomplit ensuite le travail mécanique et thermodynamique de l'orogénèse, tandis que le reste est irradié en surface pendant la phase de surrection.

Les températures élevées que l'on a rencontrées dans les tunnels sous les Alpes sont dues, selon mon avis, surtout au flux supernormal de chaleur dans cet orogène en phase tardive de surrection. En effet, les températures dans la croûte sous-alpine, calculées en tenant compte de toutes les données géophysiques à ma connaissance, sont certainement encore supernormales, comme on le voit dans la figure 11 qui représente les résultats de mes calculs.

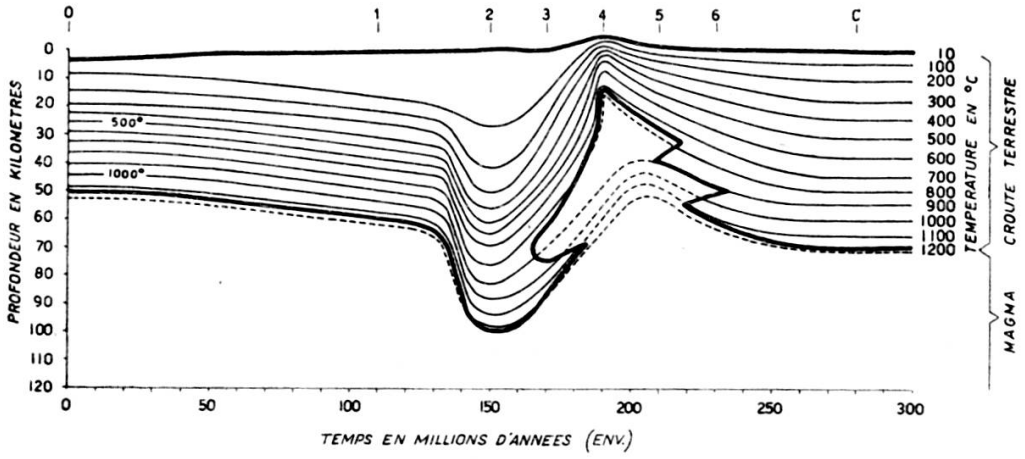

Fig. 8.

Oscillations des géo-isothermes et variation de l'épaisseur de la croûte pendant un cycle orogénique (zone axiale).
Abscisses = temps; ordonnées = profondeur.

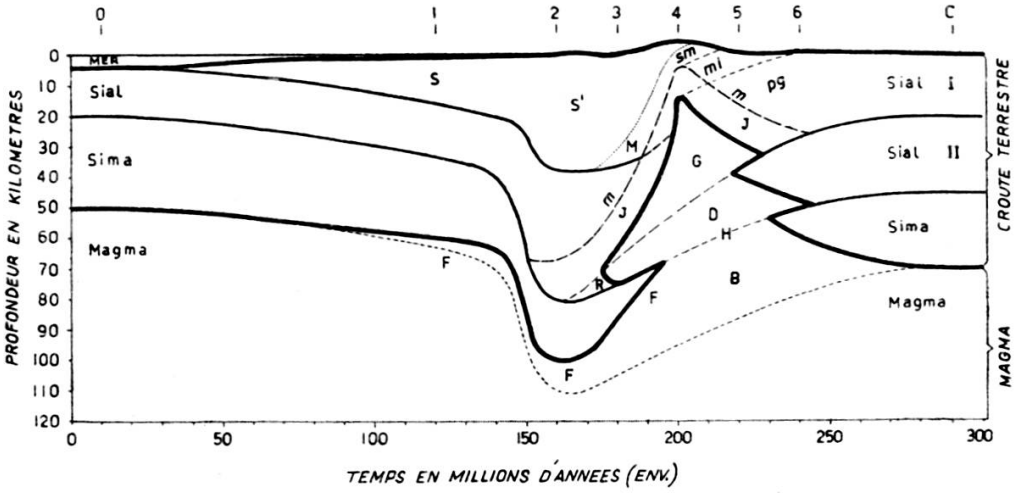

Fig. 9.

Il s'ensuit que, sous les Alpes, les géoisothermes ont encore une position très élevée, causant un flux de chaleur excessif. D'après les calculs la chaleur irradiée en surface serait environ $2{,}4.10^{-6}$ cal cm^{-2} sec^{-1}. Cette valeur correspond d'ailleurs bien aux faits constatés.

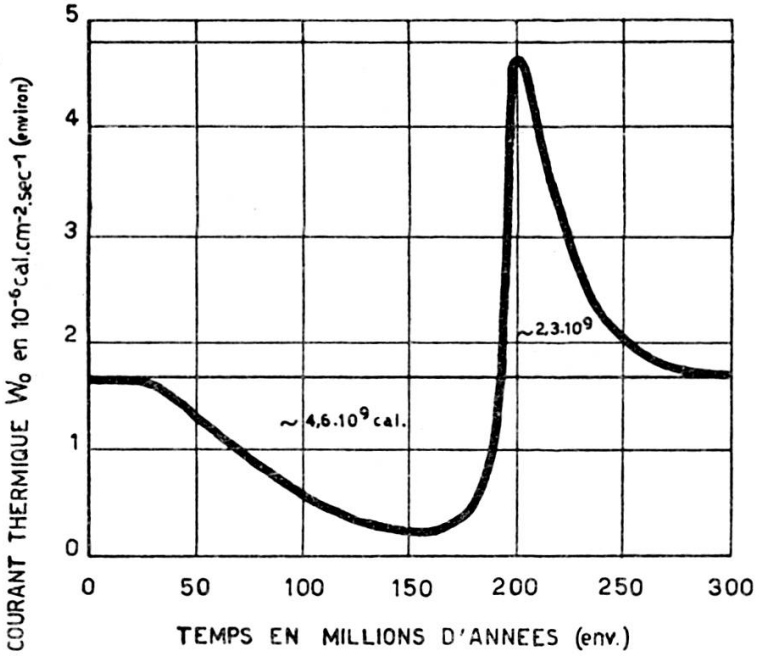

Fig. 10.

Quantités de chaleur irradiées en surface pendant un cycle orogénique.
Abscisses = temps; ordonnées = cal cm^{-2} sec^{-1}.

Les calculs montrent, en outre, que le front migmatique (C. E. Wegmann) se trouve selon toute probabilité à environ 16 km de profondeur, tandis que, à 30 km de profondeur, existe probablement encore du magma anatectique plus ou moins hybridisé.

Les conditions nécessaires et suffisantes pour l'orogénèse.

D'après ce que nous venons de dire, il est évident que l'évolution d'un cycle orogénique ne peut avoir lieu que si deux conditions sont réalisées: l'une d'ordre constitutionnel, l'autre de nature topographique.

La première condition nécessaire est le changement rapide de l'épaisseur du Sial, de telle façon que la composante horizontale du gradient thermique soit suffisante, dans une région assez large, pour causer un courant de convection puissant dans la zone magmatique.

La seconde condition est une sédimentation suffisamment abondante pour transformer le fossé marin en géosynclinal.

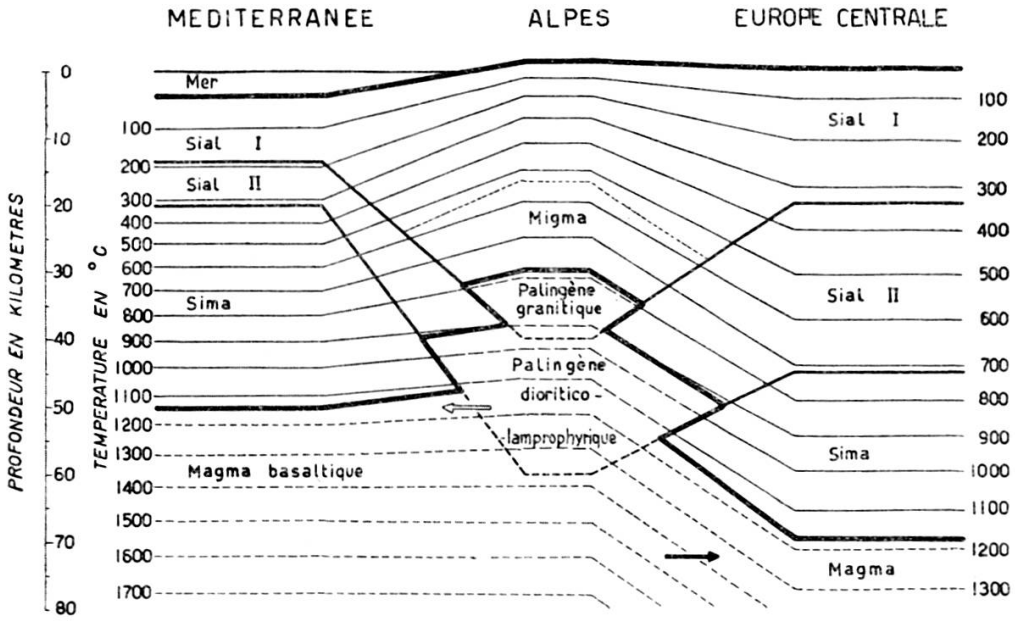

Fig. 11.

Section schématique à travers la croûte sous-alpine avec indication des géo-isothermes (fortement surélevée).

D'après les données sismiques, le Sial s'amincit très lentement près des bords de l'Atlantique, de sorte que la première condition de l'orogénèse n'est pas réalisée. Voilà la raison de la différence existant entre les côtes atlantiques et les côtes du type pacifique, qui depuis longtemps a intrigué les géologues.

La seconde condition n'est pas réalisée dans les zones marginales des boucliers continentaux qui sont caractérisées par l'existence d'une chaîne de montagnes du type des Andes ou des Cordillères, parce que la ligne de partage des eaux est trop proche de la côte pour permettre une sédimentation suffisamment abondante dans le fossé marin marginal. Elle n'est pas réalisée non plus aux bords des boucliers sialiques de l'Asie et

de l'Indonésie à cause de l'existence de shelfs immergés entre le continent et les guirlandes d'îles. Ceci explique la distribution des fossés marins actuels. Il est pourtant à prévoir que la plupart de ces fossés seront transformés en géosynclinaux lorsque les conditions topographiques auront changé par suite de l'érosion et de mouvements épirogéniques.

Les facteurs modifiant l'essentiel de l'orogénèse.

Pour la clarté de l'exposé, j'ai réduit la description du mécanisme de l'évolution orogénique à un schéma très simplifié. *Dans beaucoup d'orogénèses, ce schéma apparaîtra plus ou moins modifié, tout en restant toujours bien reconnaissable dans ses lignes fondamentales.* Ces modifications dépendent d'un grand nombre de facteurs locaux, dont je ne peux que mentionner quelques-uns des plus évidents.

La disposition cunéiforme du Sial au bord des massifs continentaux, son amincissement graduel, n'est généralement pas aussi régulier que je l'ai admis dans le schéma. En conséquence, les courants subcrustaux n'auront pas la même intensité dans toutes les sections à travers le géosynclinal. L'évolution de l'orogénèse aura donc une vitesse variable selon les endroits, et les différentes phases ne s'accompliront pas en même temps sur toute l'étendue d'un même orogène. Il se peut qu'à un moment donné une partie de l'orogène soit déjà en pleine phase de surrection, tandis que dans une autre partie du même orogène l'évolution n'a guère atteint la phase d'engloutissement. Ceci conduit naturellement à des complications dans le système des courants subcrustaux, qui localement seront déviés et donneront lieu à des mouvements tectoniques accidentels non prévus dans le schéma simplifié, comme par exemple des déplacements dirigés plus ou moins parallèlement à l'axe de l'orogène, ou des surélévations, ou des affaissements extraordinaires de certaines zones restreintes.

On peut donc bien s'imaginer que dans une zone aussi compliquée que la Méditerranée, avec une distribution extrêmement irrégulière de ses masses sialiques, le système des courants

subcrustaux doit être très compliqué. En vérité, la Méditerranée est un orogène multiple, formé d'orogènes partiels qui, en général, se comportent conformément à notre théorie, mais qui interfèrent réciproquement, donnant lieu ainsi à des phénomènes locaux très particuliers, comme l'affaissement de la Thyrrhénide, le soulèvement de la Calabre, les culminations axiales des Alpes Appuanes pour n'en citer que quelques-uns.

D'autres modifications peuvent être produites par un déplacement latéral de la racine sialique par rapport à l'axe de l'orogène, vers la fin de la phase d'engloutissement et pendant la phase de surrection. Une telle migration des masses sialiques englouties peut avoir lieu par suite de la poussée même du courant subcrustal prédominant dirigé vers le continent. Elle se manifestera en surface par une migration analogue de l'axe de surrection, qui ne coïncidera plus avec l'axe de l'engloutissement maximum précédent, de sorte que l'orogène subit un mouvement de bascule transversal. Elle est probablement aussi responsable du volcanisme rhyolitique dans l'avant-pays, c'est-à-dire du « magmatisme subséquent » de H. Stille.

Outre des facteurs locaux, il nous faut envisager aussi quelques facteurs généraux, qui pourraient avoir une influence modifiante sur l'évolution orogénique fondamentale. Ainsi il me semble très probable que la *polflucht* et plus encore la *westdrift* des continents puissent produire des effets secondaires qui impriment des caractéristiques spéciales à certains orogènes. Pourtant je dois tout de suite préciser que je ne puis admettre une dérive des continents à la façon de Wegener. En raison de la plasticité de la croûte terrestre et de la nature même des forces qui causent ce qu'on a nommé polflucht et westdrift, les parties plus superficielles des continents doivent se déplacer plus rapidement vers l'ouest et vers l'équateur que les parties plus profondes. Ceci admis, nous devons en conclure que les masses sialiques englouties sous les chaînes de montagnes se déplacent lentement vers l'ouest et vers les pôles par rapport à la partie supérieure des continents ou, inversement, que cette partie supérieure envahit les orogènes placés au bord occidental ou méridional, et s'éloigne des orogènes situés au bord oriental. C'est ainsi que l'on pourrait expliquer le fait que les Andes et

les Cordillères sont soudées aux continents américains, que ceux-ci sont en général inclinés vers l'est, ayant leurs chaînes culminantes non pas dans les cordillères côtières mais plus à l'intérieur, et de l'autre côté le fait que les chaînes de montagnes de l'Asie Orientale forment des guirlandes séparées du continent par des zones d'étirement submergées. De même on pourrait peut-être expliquer à l'aide de la polflucht différentielle la surélévation des massifs dits centraux des Alpes, qui sont situés au nord de l'axe de l'engloutissement maximal.

Les relations entre l'orogénèse et l'épirogénèse.

Dans les chapitres précédents j'ai déjà émis l'opinion que les surélévations et les abaissements des continents sont provoqués par les courants subcrustaux qui se développent dans les zones marginales des boucliers sialiques, c'est-à-dire que *l'épirogénèse est une conséquence de l'orogénèse.*

En effet, nous avons vu que, pendant la phase géosynclinale, les parties centrales du continent subissent un mouvement épirogénique positif, tandis que la mer envahit en même temps ses parties périphériques.

Pendant la phase d'engloutissement, la défluxion du magma sous-continental provoque des effondrements de la croûte, souvent accompagnés de manifestations volcaniques de grande envergure. D'ailleurs, la formation des grands plateaux basaltiques est intimement liée à l'affaissement des bassins continentaux. Plus près de l'orogène, l'étirement se manifeste davantage à cause de l'accélération des courants subcrustaux, déterminant ainsi la formation de fractures abyssales et le volcanisme de l'avant-pays.

La mobilité des continents de l'Atlantique.

D'après les données sismologiques, gravimétriques et magmatologiques, la croûte sous-atlantique doit être considérée comme étant une partie étirée et irrégulièrement amincie d'un bouclier

sialique. Quelles sont les forces qui ont pu causer un tel étirement ?

Nous avons déjà vu que, pendant la phase géosynclinale, le continent subit un bombement à cause de la pression des courants subcrustaux. Les équilibres isostatique, hydrostatique et gravitatif sont ainsi rompus, donnant naissance à des forces qui produisent une espèce d'écoulement radial du bouclier sialique, comme H. Cloos (1940) l'a d'ailleurs démontré par des expériences fort intéressantes. La distension des parties culminantes du continent suffit pour produire des fractures abyssales et des fosses tectoniques. Or la formation d'une telle fosse d'étirement de grande envergure, et l'activité volcanique intense qui s'y manifeste, produisent une montée locale des géo-isothermes, et en conséquence un déséquilibre thermique dans la zone magmatique. Ceci crée un système de courants de convection, d'abord faible mais à intensité croissante, dont les directions sont opposées à celles des courants provenant des zones marginales du continent.

Grâce à ce nouveau système local de courants, la distension des parties centrales du continent augmente et l'étirement est accéléré. L'amincissement progressif du Sial maintient une composante horizontale du gradient thermique et, avec cela, le système des courants centrifuges. Pour cette raison l'abaissement et l'étirement des zones centrales continuent, et finalement, la mer envahira les fosses tectoniques fortement élargies. Les massifs sialiques des deux côtés de la zone étirée s'éloigneront davantage, et nous serons en présence du phénomène qu'on a appelé la dérive des continents.

Ce mécanisme d'étirement explique la formation de l'océan Atlantique. Disons-nous cependant que les bords actuels des shelves américains n'ont jamais été en contact avec ceux des shelves européen et africain, bien qu'ils aient été beaucoup plus rapprochés qu'aujourd'hui. En tenant compte de l'épaisseur moyenne du Sial sous-atlantique par rapport à celle du Sial sous-continental, on peut penser que les Amériques ont dérivé d'une distance un peu plus grande que la moitié de la largeur de l'Atlantique actuel. Le parallélisme des côtes actuels et les analogies structurelles, stratigraphiques et paléontolo-

giques des deux continents, s'expliquent aisément par le mécanisme invoqué ci-dessus.

A l'état actuel, le Sial des continents s'amincit très lentement vers l'Atlantique (voir figure 2). En conséquence, la composante horizontale du gradient thermique est petite, mais elle est répandue sur de larges zones des deux côtés de l'axe médian de l'Océan. Dans ce cas-ci l'intensité des courants de convection n'est pas suffisante pour créer des géosynclinaux proprement dits, mais elle produit tout de même un abaissement très lent des régions latérales de l'Atlantique.

Le volcanisme actif dans la fosse tectonique initiale persiste pendant tout l'étirement, surtout dans la zone centrale, car c'est là que s'installe la branche ascendante du système des courants divergents, apportant continuellement vers la surface du magma très chaud et riche en gaz. Nous devons donc concevoir le seuil atlantique (crête de Wyville-Thomson) comme une série de volcans alignés, et non comme une chaîne de montagnes orogénique. Ceci est d'ailleurs bien confirmé par la nature même des laves, qui appartiennent sans exception à la série alcaline (sodique) caractéristique des régions non orogéniques en distension.

Les relations génétiques entre l'orogénèse et le volcanisme.

La répartition des différents types de magmas et leurs relations avec le style tectonique et les phases orogéniques sont aujourd'hui, grâce aux recherches de nombreux pétrographes, bien connues. Les magmas appartenant à la série calco-alcaline (= pacifique) ne se trouvent, à quelques rares exceptions près, que dans les zones orogéniques, tandis que les zones non orogéniques sont caractérisées par des magmas basaltiques et des magmas de la série alcaline sodique (= atlantique). Les magmas plutôt rares de la série alcaline potassique (= méditerranéenne) se trouvent surtout dans les zones d'affaissement des arrière-pays.

Il ne peut être question ici de discuter les différentes hypothèses pétrogéniques émises pour expliquer l'interdépendance

entre les types magmatiques et les événements tectoniques. Je me bornerai donc à exposer brièvement mes propres conclusions, en leur donnant pour cadre la théorie orogénique traitée dans les pages précédentes.

Rappelons d'abord quelques observations et quelques conclusions à propos du mécanisme de la différenciation magmatique et de l'assimilation.

La différenciation d'un magma en voie de cristallisation consiste évidemment dans la séparation des différentes phases (solide, liquide et gazeuse) sous l'action de la pesanteur. Selon les phases en question, je distingue la différenciation de cristaux (sédimentation ou, exceptionnellement, flottaison de cristaux dans le magma restant encore liquide) de la différenciation pneumatolytique (montée de bulles de gaz contenant en solution aussi des substances moins volatiles = gaseous transfer). Si les deux espèces de différenciation se font en même temps, nous parlerons d'une différenciation complexe.

Pour qu'une différenciation soit possible, il faut que la viscosité soit assez basse pour permettre des mouvements relatifs des phases à une vitesse suffisante. A grande profondeur, et surtout dans la zone magmatique subcrustale, la viscosité extrêmement élevée empêche toute différenciation appréciable. Par contre il est certain qu'une diffusion de molécules légères (surtout d'hydrogène et d'eau) vers le haut ait lieu dans le magma subcrustal et même à travers la croûte, spécialement pendant la phase d'engloutissement.

Les courants de convection dans les bassins magmatiques peuvent empêcher la différenciation de cristaux, mais ils favorisent la différenciation pneumatolytique en amenant du magma riche en gaz vers le haut, où la pression hydrostatique (externe) est inférieure à la pression (interne) des gaz dissous dans le magma, permettant ainsi la formation d'une phase gazeuse.

Si les gaz s'échappent en surface, les composés les moins volatils se déposent en partie autour des orifices des volcans et des fumerolles. Parmi ces sublimations prédominent les chlorures alcalins. Si, par contre, les conduits sont hermétiquement fermés, ces mêmes substances s'accumulent dans la partie

supérieure de la colonne magmatique, produisant ainsi une différenciation pneumatolytique. L'apport d'alcalis équivaut à une désilicification du magma, capable par exemple de transformer un magma basaltique en un magma téphritique, ou un magma trachytique en un magma phonolitique.

Quant à *l'assimilation*, il ne s'agit pas d'une simple dissolution de roches encaissantes dans le magma, mais d'un processus très complexe où interviennent des réactions chimiques entre le magma et les roches encaissantes, et surtout entre les gaz magmatiques et les roches qui forment le toit du bassin magmatique. Ces réactions sont très efficaces si les roches encaissantse sont des calcaires ou des dolomies, et dans ce cas, l'assimilation produit évidemment un changement considérable de la composition chimique du magma. Ainsi un magma basaltique peut être transformé en un magma mélilitique, ou un magma trachytique en un magma leucitolitique (tephritique ou même leucititique). Dans le cas d'assimilation de roches sialiques ou de sédiments argileux-gréseux, le changement de la composition du magma est moins prononcé, mais généralement suffisant pour dévier la tendance de différenciation. Ainsi un magma basaltique qui, en se différenciant donnerait des magmas de composition trachy-andésitique et trachytique, peut fournir, par l'assimilation de roches sialiques, des magmas andésitiques, dacitiques et même rhyolitiques; mais la quantité de ces derniers sera toujours très petite.

Ainsi, comme je l'écrivais en 1936: les échantillons typiques du magma subcrustal sont les basaltes des volcans hawaiens, parce que la montée très rapide d'énormes quantités de magma ne permet pas une différenciation appréciable, et parce que la composition des roches de la croûte simatique, qui est là presque identique à celle du magma, exclut toute altération chimique par assimilation.

Dix ans plus tard, l'étude magistrale de Stearns et MacDonald a fourni des données qui nous permettent de préciser mieux encore les représentants du magma subcrustal. En effet, ces auteurs ont montré que le volcanisme hawaien a subi une évolution dont les phases principales sont les suivantes:

1. Epanchements rapides et répétés de laves basaltiques très fluides qui s'accumulent en construisant les grands cônes;
2. Formation des caldéras du type Kilauea;
3. Oblitération partielle ou totale des caldéras par des laves qui évoluent des trachyandésites aux trachytes;
4. Après un long intervalle, marqué par l'érosion, le volcanisme reprend avec des effusions de tephrites et phonolites, parfois accompagnées de basaltes oliviniques.

Il est évident que les basaltes de la première phase représentent le mieux le magma subcrustal, et que les laves des phases suivantes en sont des produits de différenciation. Ceux de la troisième phase appartiennent à une série faiblement alcaline et sont le résultat d'une différenciation de cristaux dans les conduits des volcans pendant les intervalles de leur activité. Ensuite, pendant une longue période d'inactivité, le magma a subi, dans les parties supérieures des conduits fermés, une différenciation pneumatolytique ou complexe, dont les produits fournissent les laves de la quatrième phase, qui appartiennent à une série fortement alcaline appauvrie en silice.

Ces faits nous amènent à la conclusion très importante que *le magma basaltique subcrustal ne peut produire par différenciation que des magmas appartenant à des séries alcalines-sodiques.* Il est donc incapable de fournir des magmas calco-alcalins andésitiques (dioritique), dacitiques (granodioritiques) ou rhyolitiques (granitiques), s'il n'a pas assimilé pendant sa montée des roches sialiques ou des sédiments argileux-gréseux. Mais, même dans ce dernier cas, les quantités de magmas calco-alcalins qui résultent de la différenciation du magma basaltique contaminé, sont tout à fait insuffisantes pour expliquer l'origine des andésites, dacites, rhyolites, et des plutonites correspondantes que l'on trouve dans les régions orogéniques [1].

[1] Les laves rhyolithiques que l'on a trouvé en quantités infimes à Tutuila, aux îles Marquesas et aux îles de Pâques sont toutes fortement sodiques (comendites et pantellérites) et n'ont rien à faire avec les rhyolites ou granites ordinaires de la série calcalcaline.

Il nous faut donc admettre l'existence de magmas calco-alcalins acides qui entrent en action vers la fin de la phase d'engloutissement et surtout pendant la phase de surrection, et qui ne peuvent pas être des dérivés du magma subcrustal. *Ces magmas granitiques ou granodioritiques ne peuvent être que d'origine anatectique: ils doivent être des produits de l'ultra-métamorphisme du matériel sialique ou sédimentaire englouti en profondeur pendant l'orogénèse*[1].

Dans un stade plus avancé de l'orogénèse, après la refusion de la croûte simatique, *le magma basaltique subcrustal peut d'ailleurs se mélanger avec les magmas anatectiques, en former ainsi des magmas hybrides.* Ce sont ces magmas anatectiques et hybrides, plus ou moins différenciés, qui nourrissent le volcanisme orogénique, caractérisé par des magmas andésitiques, dacitiques et rhyolitiques, souvent extrêmement explosifs.

Les magmas calco-alcalins par excellence (bandaitiques, miharaitiques, etc.), relativement acides et extrêmement riches en molécules anorthitiques et hypersthéniques, pourraient être expliqués par l'assimilation de roches argileuses dans un magma basaltique ou andésitique; mais il me semble beaucoup plus probable qu'ils soient dus à l'anatexie du Sial inférieur (Sial B), auquel j'attribue une composition noritique plutôt acide.

[1] En définissant le magma comme une masse silicatée partiellement ou complètement fondue, contenant des substances volatiles en solution, et formant des amas suffisamment grands pour être considérés comme des unités géologiques dans ou au-dessous de la croûte terrestre, le terme « magma » est parfaitement approprié pour les produits de l'anatexie, la définition donnée ne contenant aucune précision sur l'origine du magma. Comme M. Reinhard l'a bien dit, le migma, en augmentant la quantité de sa partie fondue, devient un magma.

L'étude d'une roche, qu'elle soit migmatique ou magmatique, ne permettant pas d'établir à quelle proportion sa masse a été fondue à un moment donné, j'ai basé la distinction entre migma et magma sur un fait géologique, en supposant que seul un magma peut former des intrusions. Ainsi beaucoup de granites batholitiques doivent être considérés comme des ultramétamorphites (para-plutonites, Niggli), tandis que toutes les roches constituant des plutons diapiriques sont des magmatites, éventuellement palingéniques.

Le diagramme reproduit dans la figure 12 résume schématiquement les lignes fondamentales de la pétrogénèse, selon les vues que je viens d'exposer. Pour ne pas le surcharger je n'y ai représenté, à propos de magmas syntectiques dus à l'assimilation, que trois exemples; et aucune distinction a été faite entre les différents types de magmas anatectiques, qui sont représentés globalement.

En résumant, nous pouvons constater qu'en principe *les magmas des séries alcalines dérivent du magma subcrustal* et ne peuvent arriver en surface que dans les régions où la croûte est soumise à des tractions suffisamment fortes pour produire des fractures abyssales; tandis que *les magmas de la série calco-alcaline sont d'origine anatectique ou hybride* et liés aux régions où la croûte est soumise, à la suite de mouvements tectoniques, à un réchauffement suffisant pour produite sa réfusion partielle ou totale.

Les anatexies de grande envergure ont en général lieu dans les orogènes pendant la phase d'engloutissement, mais elles peuvent aussi se produire, d'une manière cependant moindre, loin des zones orogéniques sous les bassins continentaux.

Rappelons que les produits du volcanisme continental sont beaucoup plus variés que ceux du volcanisme océanique. A côté des magmas de la série sodique, on y trouve presque tous les types magmatiques des séries calco-alcaline et potassique. A mon avis ces derniers sont dus à l'assimilation de roches sialiques ou sédimentaires et à l'anatexis locale du Sial. Or, pour que ces phénomènes aient lieu, il faut des conditions spécialement favorables, dont la réalisation dépend du mécanisme tectonique, qui conditionne le mode d'intrusion et d'extrusion du magma subcrustal.

Nous pouvons distinguer, en principe, deux espèces de mouvements tectoniques rendant possible l'activité volcanique: 1) l'étirement, 2) l'affaissement de la croûte, qui produisent des fractures abyssales jusqu'à la zone magmatique.

La tectonique d'étirement, provoquée par des courants accélérés subcrustaux, prédomine dans les avant-pays pendant la phase d'engloutissement. Les fractures abyssales béantes s'ouvrent du bas vers le haut, et sont immédiatement envahies

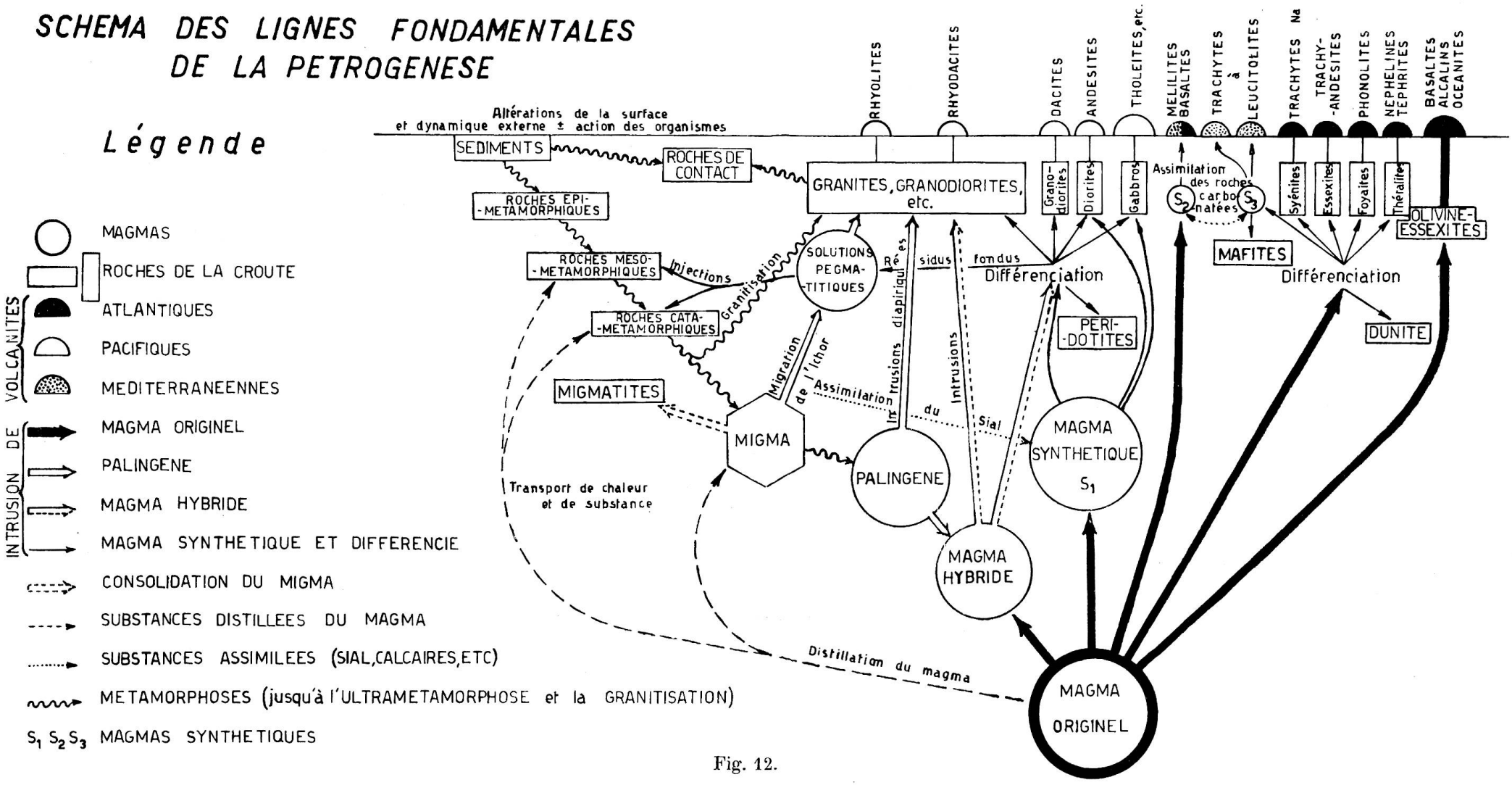
SCHEMA DES LIGNES FONDAMENTALES DE LA PETROGENESE
Légende
MAGMAS
ROCHES DE LA CROUTE
VOLCANITES
ATLANTIQUES
PACIFIQUES
MEDITERRANEENNES
INTRUSION DE
MAGMA ORIGINEL
PALINGENE
MAGMA HYBRIDE
MAGMA SYNTHETIQUE ET DIFFERENCIE
CONSOLIDATION DU MIGMA
SUBSTANCES DISTILLEES DU MAGMA
SUBSTANCES ASSIMILEES (SIAL,CALCAIRES,ETC)
METAMORPHOSES (jusqu'à l'ULTRAMETAMORPHOSE et la GRANITISATION)
S1 S2 S3 MAGMAS SYNTHETIQUES
Altérations de la surface et dynamique externe ± action des organismes
SEDIMENTS
ROCHES DE CONTACT
ROCHES EPI-METAMORPHIQUES
ROCHES MESO-METAMORPHIQUES
ROCHES CATA-METAMORPHIQUES
Injections
Granitisation
SOLUTIONS PEGMATITIQUES
Migration de l'Ichor
MIGMATITES
MIGMA
Transport de chaleur et de substance
Assimilation du Sial
Intrusions diapiriques
Intrusions
PALINGENE
MAGMA HYBRIDE
MAGMA SYNTHETIQUE S1
MAGMA ORIGINEL
Distillation du magma
GRANITES, GRANODIORITES, etc.
sidus
fondus
Différenciation
PERI-DOTITES
RHYOLITES
RHYODACITES
DACITES
ANDESITES
THOLEITES, etc.
MELILITES BASALTES
TRACHYTES à LEUCITOLITES
TRACHYTES Na
TRACHY-ANDESITES
PHONOLITES
NEPHELINES TEPHRITES
BASALTES ALCALINS OCEANITES
Grano-diorites
Diorites
Gabbros
Assimilation des roches carbonatées
S2
S3
Syénites
Essexites
Foyaites
Théralites
MAFITES
Différenciation
OLIVINE-ESSEXITES
DUNITE

Fig. 12.

par le magma basaltique. En raison de la pression décroissante du magma, la montée de celui-ci est ralentie dans les parties supérieures de la croûte, ce qui facilite la naissance de foyers magmatiques hypoabyssaux en forme de dykes, amas columnaires et coupoles. Dans ces foyers, à extension verticale considérable, les conditions sont généralement favorables à la différenciation du magma, et surtout à la différenciation pneumatolytique ou complexe si ces foyers sont situés à de petites profondeurs. Ceci explique les éruptions explosives de magmas phonolitiques et trachytiques, si répandues dans les avant-pays. D'autre part, dans les grands bassins magmatiques hypoabyssaux, une assimilation considérable des roches incombantes peut avoir lieu, donnant naissance à toutes sortes de magmas syntectiques et à leurs produits de différenciation. Selon la nature des roches assimilées et des magmas assimilants, ceci amène la formation de quantités limitées de magmas andésitiques, dacitiques, rhyolitiques, ou mélilitiques et leucitolitiques.

Dans les arrière-pays du type méditerranéen les conditions tectoniques et volcanologiques sont analogues à celles des avant-pays. Pourtant, l'existence de puissantes formations de calcaires ou de dolomies y facilite le développement de magmas syntectiques différenciés de la série potassique.

La tectonique d'affaissement, due à la défluxion passive du magma subcrustal, est typiquement développée dans les bassins continentaux. L'effondrement de blocs, entourés de failles plus ou moins divergentes vers le bas, facilite la montée du magma à la façon d'un échange d'emplacement (Platzaustausch). Les éruptions linéaires basaltiques sont donc très répandues dans ces aires d'affaissement, qui, souvent, sont ainsi ensevelies par des plateaux basaltiques. A l'inverse des foyers magmatiques allongés en hauteur, qui caractérisent la tectonique d'étirement, on a ici, dans cette tectonique d'affaissement, des foyers plutôt tabulaires, allongés horizontalement, en forme de sills ou laccolithes, défavorables à la différenciation du magma.

L'assimilation est en général très faible dans les zones d'affaissement. Il y a pourtant quelques bassins continentaux, excessivement riches en intrusions basaltiques, où les tempé-

ratures de la croûte se sont accrues au point de produire une refusion, au moins partielle, des roches sialiques en profondeur. Les magmas anatectiques, noritiques (Sial B) ou granitique (Sial A), qui en résultent, ont une forte tendance à monter et à créer, conformément au style tectonique de la région, de grandes intrusions interformationnelles (Sudbury, Bushfeldt, Erongo, etc.).

Quant aux grandes fosses continentales, dues à la tendance à l'écoulement des boucliers sialiques surélevés, elles montrent une tectonique combinée d'étirement et d'affaissement. Cette combinaison se reflète dans leur volcanisme, qui se manifeste, et avec des éruptions linéaires basaltiques, et avec des éruptions centrales et répétées de magmas différenciés, plus ou moins contaminés par assimilation.

1951

Geology Department
Farouk I — University
Alexandria.