

Jean-Louis Bourdier

# Géologie du volcanisme

DUNOD

Uniformisation des illustrations : Bernadette Coléno  
Illustration de couverture : Chris - Adobe Stock.com

|  |  |
|--|--|
| <p>Le pictogramme qui figure ci-contre mérite une explication. Son objet est d'alerter le lecteur sur la menace que représente pour l'avenir de l'écrit, particulièrement dans le domaine de l'édition technique et universitaire, le développement massif du photocopillage.</p> <p>Le Code de la propriété intellectuelle du 1<sup>er</sup> juillet 1992 interdit en effet expressément la photocopie à usage collectif sans autorisation des ayants droit. Or, cette pratique s'est généralisée dans les établissements</p> | <p>d'enseignement supérieur, provoquant une baisse brutale des achats de livres et de revues, au point que la possibilité même pour les auteurs de créer des œuvres nouvelles et de les faire éditer correctement est aujourd'hui menacée.</p> <p>Nous rappelons donc que toute reproduction, partielle ou totale, de la présente publication est interdite sans autorisation de l'auteur, de son éditeur ou du Centre français d'exploitation du droit de copie (CFC, 20, rue des Grands-Augustins, 75006 Paris).</p> |
|--|--|



© Dunod, 2021

11, rue Paul Bert, 92240 Malakoff  
[www.dunod.com](http://www.dunod.com)

ISBN 978-2-10-081800-6

Le Code de la propriété intellectuelle n'autorisant, aux termes de l'article L. 122-5, 2<sup>o</sup> et 3<sup>o</sup> a), d'une part, que les « copies ou reproductions strictement réservées à l'usage privé du copiste et non destinées à une utilisation collective » et, d'autre part, que les analyses et les courtes citations dans un but d'exemple et d'illustration, « toute représentation ou reproduction intégrale ou partielle faite sans le consentement de l'auteur ou de ses ayants droit ou ayants cause est illicite » (art. L. 122-4).

Cette représentation ou reproduction, par quelque procédé que ce soit, constituerait donc une contrefaçon sanctionnée par les articles L. 335-2 et suivants du Code de la propriété intellectuelle.



# Table des matières

|  |           |
|--|-----------|
| Avant-propos   | VII       |
| <b>Partie I Les processus : la dynamique éruptive</b>    | <b>1</b>  |
| <b>1 Propriétés chimiques et physiques des magmas</b>    | <b>3</b>  |
| 1. Vers une définition des magmas                        | 3         |
| 2. Généralités sur la composition chimique des magmas    | 4         |
| 3. Températures des magmas                               | 5         |
| 4. Propriétés rhéologiques des magmas                    | 6         |
| <b>2 Ascension et évolution physique des magmas</b>      | <b>15</b> |
| 1. L'ascension et la décompression                       | 15        |
| 2. L'exsolution des volatils et la vésiculation          | 16        |
| 3. La coalescence des bulles et la perméabilité          | 20        |
| 4. La cristallisation syn-éruptive                       | 22        |
| 5. Interactions et complexité des processus syn-éruptifs | 26        |
| 6. La fragmentation explosive                            | 26        |
| <b>3 Les dynamismes éruptifs</b>                         | <b>29</b> |
| 1. La diversité des dynamismes éruptifs                  | 30        |
| 2. Les éruptions des magmas basaltiques                  | 34        |
| 3. Les éruptions pliniennes                              | 45        |
| 4. Les éruptions péléennes                               | 51        |
| 5. Les éruptions vulcaniennes                            | 60        |
| 6. Les éruptions explosives hydrovolcaniques             | 67        |
| 7. Les transitions de dynamismes                         | 74        |
| 8. Les grandeurs caractéristiques des éruptions          | 76        |

|  |     |
|--|-----|
| <b>Partie II L'échelle de l'échantillon : les laves</b>                              | 83  |
| <b>4 Composition chimique et minéralogique des laves</b>                             | 85  |
| 1. Composition chimique des laves  | 85  |
| 2. Composition minéralogique des laves   | 90  |
| <b>5 Textures et structures des laves</b>  | 97  |
| 1. Description qualitative des textures  | 98  |
| 2. Approche quantitative des textures  | 104 |
| 3. Structures et rubanements   | 108 |
| 4. Microtextures et dynamique éruptive   | 111 |
| 5. Les textures secondaires  | 122 |
| <b>Partie III L'échelle de l'affleurement : les formations volcaniques</b>           | 127 |
| <b>6 Les corps effusifs et intrusifs</b>   | 129 |
| 1. Géométrie et structure des corps laviques   | 129 |
| 2. Les coulées basaltiques   | 131 |
| 3. Les coulées et dômes de laves différenciées                                       | 142 |
| 4. Les intrusions  | 152 |
| <b>7 Les dépôts volcanoclastiques</b>  | 157 |
| 1. Pyroclastes et dépôts pyroclastiques : généralités                                | 158 |
| 2. Les retombées aériennes et leurs dépôts   | 161 |
| 3. Les écoulements pyroclastiques et leurs dépôts                                    | 164 |
| 4. Les dépôts épicalastiques   | 177 |
| <b>Partie IV L'échelle de la carte : les volcans et leurs associations de faciès</b> | 185 |
| <b>8 Les volcans monogéniques</b>  | 187 |
| 1. Les différents types de volcans monogéniques                                      | 188 |
| 2. Les champs de volcans monogéniques  | 201 |

|          |  |     |
|----------|--|-----|
| <b>9</b> | <b>Les volcans polygéniques</b>            | 207 |
|          | 1. Les volcans-boucliers basaltiques       | 208 |
|          | 2. Les cônes composites (ou stratovolcans) | 222 |
|          | 3. Les calderas ignimbrtiques              | 237 |
|          | <b>Bibliographie</b>                       | 251 |
|          | <b>Index</b>                               | 279 |



# Avant-propos

L'activité volcanique témoigne de la vitalité de la Terre interne. Son étude représente un enjeu pour la compréhension du fonctionnement de notre planète mais aussi de façon plus appliquée, pour l'évaluation et la réduction des risques volcaniques, ou encore pour l'exploration des ressources géothermiques et minérales que cette activité génère. La volcanologie est le champ d'étude scientifique concernant l'activité volcanique ; elle ne se limite pas, comme souvent on l'imagine, à l'activité actuelle. Le géologue est amené à reconstituer des activités volcaniques plus ou moins anciennes à partir de leurs témoins, eux-mêmes plus ou moins bien conservés : les roches, les formations et les terrains volcaniques. L'étude du volcanisme actuel et de ses produits reste essentielle en ce qu'elle sert de référence dans cette démarche.

Ce livre traite des principaux aspects de la volcanologie : la dynamique éruptive, les grands types d'éruptions, les formations (ou faciès) volcaniques et les différents types de volcans. Pour autant, la volcanologie étant pluridisciplinaire, il ne prétend pas à l'exhaustivité. Il laisse de côté par exemple la surveillance géophysique et la prévision des éruptions, pour lesquelles je ne suis pas spécialiste, ou l'évaluation des menaces volcaniques. L'ouvrage s'adresse d'abord aux étudiants de la Licence au Doctorat, dans les cursus de Sciences de la Terre et de préparation aux concours d'enseignement. J'espère qu'il pourra également être utile aux enseignants des collèges et lycées, comme aux géologues praticiens non spécialistes du volcanisme.

Les objectifs de ce livre sont d'une part, de présenter une synthèse des connaissances sur la dynamique éruptive et ses produits, formations volcaniques et volcans, sur la base des données scientifiques actuelles et en fournissant une large ouverture bibliographique ; d'autre part, sur un plan plus pratique, de guider étudiants, enseignants et praticiens dans la description et l'interprétation des objets volcaniques qu'ils sont amenés à observer, en salle de travaux pratiques ou sur le terrain. La motivation ici tient au caractère particulier de ces objets. Leur étude nécessite de fait des approches, concepts et connaissances spécifiques, au-delà du corpus de compétences en pétrographie, sédimentologie ou cartographie que doivent posséder l'étudiant et le géologue généraliste.

Dans cet objectif, quelques lignes directrices ont guidé la rédaction :

(1) le plan de l'ouvrage s'organise selon la démarche naturelle du géologue, en distinguant les différentes échelles d'observation et d'interprétation, depuis le terrain jusqu'au microscope. L'étudiant comme le géologue ont affaire à des roches (l'échelle de l'échantillon), à des faciès volcaniques (l'échelle de l'affleurement) et à des volcans (l'échelle de la carte). Pour chacune de ces catégories d'objets, on doit faire appel à des terminologies et à des concepts qui sont propres à chaque échelle et qu'il est important de distinguer ;

(2) les nomenclatures et définitions sont traitées avec une attention particulière, d'une part parce qu'elles représentent un fort enjeu dans l'acquisition des connaissances académiques, mais aussi parce que beaucoup de confusion est introduite dans ce domaine par la foisonnante littérature de vulgarisation sur les volcans ;

(3) il est largement fait appel à des exemples pris dans le volcanisme français, qui entre dans les programmes des concours d'enseignement et qui sert bien souvent de cadre pédagogique pour les excursions et les camps de terrain : Chaîne des Puys, Piton de la Fournaise, Montagne Pelée et Soufrière de Guadeloupe sont ainsi des exemples privilégiés ;

(4) m'appuyant sur mon expérience d'enseignement en salle et sur le terrain, j'ai cherché à éclairer spécifiquement des points qui font souvent difficulté pour les étudiants, que ce soit d'un point de vue conceptuel ou dans la description et l'interprétation des objets.

Ce livre doit ainsi beaucoup aux étudiants de l'université d'Orléans, de la Licence au Doctorat, à leurs questions et à nos échanges. En outre, je remercie chaleureusement les collègues qui ont apporté une amicale contribution, en relisant des chapitres ou en fournissant des documents : Laurent Arbaret, Pierre Boivin, Jean-François Lénat, Caroline Martel, Pierre Nehlig, Jean-Claude Thouret.

Enfin, un merci du fond du cœur à mon épouse, pour sa compréhension et sa patience pendant la rédaction.

Jean-Louis BOURDIER

# Partie I

## Les processus : la dynamique éruptive

Le volcanisme est l'expression du magmatisme à la surface de la Terre. Ses manifestations, relativement continues sur le long terme, se font aux courtes échelles de temps de façon discrétisée, sous forme d'**éruptions**. La façon dont les magmas montent puis se mettent en place à la surface terrestre au cours des éruptions, la dynamique éruptive, conditionne les caractères des objets qu'observe le géologue aux différentes échelles courantes, caractères qui seront abordés dans la suite de l'ouvrage : la texture des roches volcaniques, les faciès des formations volcaniques, la forme et la structure interne des volcans. Cette première partie traite de la dynamique éruptive en présentant (1) les principales caractéristiques physiques et chimiques des magmas, (2) les processus fondamentaux de leur dégazage syn-éruptif au cours de leur ascension vers la surface, et (3) les grands types d'éruptions tels qu'ils se manifestent à l'observation et que les modèles physiques les décrivent.



# Propriétés chimiques et physiques des magmas

## Introduction

Ce chapitre vise à définir les magmas et à en donner les principales propriétés, celles qui contrôlent et expliquent leurs modalités éruptives. Seront ainsi abordés les principaux éléments à connaître concernant leurs compositions chimiques (point qui sera développé au chapitre 4), leurs températures, et surtout leurs propriétés rhéologiques c'est-à-dire leurs propriétés de déformation.

## Objectifs

- Définir** les magmas
- Connaître** leurs principales propriétés
- Comprendre** leur complexité physique
- Expliquer** les différents facteurs contrôlant leur comportement rhéologique

## Plan

- 1 Vers une définition des magmas
- 2 Composition chimique des magmas
- 3 Température des magmas
- 4 Propriétés rhéologiques des magmas

## 1 Vers une définition des magmas

La planète Terre n'a cessé de dissiper une chaleur interne héritée des premiers temps de sa formation. Cette dissipation de chaleur depuis le noyau jusqu'à la surface génère une géodynamique interne dont l'une des manifestations est la production de **magmas**. Les magmas sont des liquides naturels, formés en profondeur et donc à haute température. À l'origine des processus magmatiques, des liquides sont produits par fusion partielle (incongruente) de roches, dans la croûte ou dans la partie supérieure du manteau. La fusion partielle affectant le plus souvent des roches silicatées, les magmas sont eux-mêmes, sauf exception, des liquides silicatés. Les liquides issus de la fusion partielle, dits magmas primaires, peuvent ensuite, en se déplaçant vers des niveaux structuraux plus superficiels, donc plus froids, évoluer, notamment en cristallisant. Par le jeu de la cristallisation, par des échanges chimiques avec les roches traversées ou par d'autres processus encore, on obtient à partir des liquides primaires des liquides de compositions

différentes : c'est la différenciation magmatique. Une conséquence de la cristallisation partielle des magmas en profondeur est qu'ils transportent souvent des cristaux en suspension. En outre, lorsque les magmas atteignent des niveaux suffisamment superficiels, ils dégagent par exsolution de constituants volatils précédemment dissous. Une phase gazeuse se rajoute alors, sous forme de bulles. On doit au final regarder les magmas comme des milieux déformables, et pouvant être polyphasiques. Ainsi selon les situations, les magmas sont monophasiques (liquide seul), biphasiques (liquide + cristaux, liquide + bulles), ou triphasiques (liquide + cristaux + bulles) ; un même magma change généralement d'état en cours d'éruption.

### DÉFINITION

Une définition générique d'un **magma** pourrait donc être la suivante : un milieu déformable (cf. § 3), de haute température, de composition silicatée sauf exception, et le plus souvent polyphasique. Dans tous les cas, la phase liquide (ou bain fondu, *melt* pour les Anglo-Saxons) est présente.

## 2 Généralités sur la composition chimique des magmas

Les compositions chimiques des magmas sont variables, mais dans un domaine de variation relativement limité. Ces compositions reflètent au premier ordre la composition des enveloppes terrestres dont les magmas sont issus. Les éléments principaux sont donc attendus, et leur liste est réduite. Exprimés classiquement sous forme d'oxydes, ce sont  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{FeO/Fe}_2\text{O}_3$  (le fer est généralement présent sous deux formes d'oxydation),  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{MnO}$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$ . Ces éléments dits **majeurs** (représentant chacun en gros plus de 0,1 % poids) constituent environ 99 % en masse de la plupart des magmas. C'est la proportion relative des éléments majeurs qui varie d'un magma à l'autre et génère la diversité compositionnelle des magmas. Parmi ces éléments, la **silice**  $\text{SiO}_2$  est de loin dominante, représentant le plus souvent plus de 45 %, et jusqu'à environ 80 %, de tous les magmas. C'est ce qui fait des magmas des milieux silicatés (une exception très rare est constituée par les magmas carbonatitiques). Selon la teneur en  $\text{SiO}_2$ , les magmas sont qualifiés d'**ultrabasiques**, **basiques**, **intermédiaires** ou **acides**, à  $\text{SiO}_2$  croissante avec des coupures conventionnelles fixées à 45, 52 et 63 % poids  $\text{SiO}_2$ , respectivement.

Outre les éléments majeurs, les magmas contiennent à peu près tous les éléments chimiques, à hauteur de quelques ppm à centaines de ppm. La plupart de ces éléments dits **éléments trace** peuvent être des marqueurs importants des processus magmatiques en profondeur mais n'influent pas de façon significative sur le comportement éruptif des magmas. Une exception concerne les constituants **volatils**, qui peuvent être

présents soit sous forme dissoute dans le liquide silicaté, soit sous forme de bulles de gaz. Les composés volatils sont très variés et comportent notamment des composés soufrés, chlorés et fluorés, mais les seuls dont les concentrations sont suffisantes pour influencer significativement sur la dynamique éruptive sont H<sub>2</sub>O et dans une moindre mesure CO<sub>2</sub>.

Pour les éléments autres que volatils, la composition chimique est conservée dans les processus volcaniques, de sorte qu'on a accès directement à la composition des magmas en analysant les laves. Il en va différemment pour les composés volatils, dont les laves que l'on analyse ne contiennent que des concentrations résiduelles à la suite du dégazage. On peut néanmoins remonter aux concentrations initiales, pré-éruptives, des composés volatils dissous dans la fraction liquide des magmas, et ce principalement par deux approches :

- l'analyse directe des volatils dissous dans des inclusions vitreuses dans les cristaux intra-telluriques, ces inclusions représentant des gouttes de liquide piégées au cours de la cristallisation ;
- plus indirectement, la détermination expérimentale des équilibres de phases pré-éruptifs, l'assemblage minéralogique qui cristallise dans un liquide silicaté dépendant de T, P, fO<sub>2</sub> (fugacité d'oxygène) mais aussi de la teneur en volatils.

Les données disponibles pour H<sub>2</sub>O montrent qu'il s'agit d'un constituant majeur dans les magmas. Les teneurs en eau sont plus élevées dans les magmas différenciés que dans les magmas basiques, l'eau ayant un comportement dit incompatible (c'est-à-dire une affinité plus grande pour la phase liquide). Des concentrations pré-éruptives de 4 % à 7 % poids sont classiquement relevées pour des magmas intermédiaires ou acides (Wallace, 2005). Dans les magmas basiques, les teneurs en eau semblent variables selon le contexte géodynamique : les basaltes de dorsales océaniques sont relativement pauvres en eau (typiquement < 0,5 % poids) tandis que les basaltes des domaines de subduction sont riches en eau (typiquement 4-5 % poids) (Metrich et Wallace, 2008 ; Wallace *et al.*, 2015). Les teneurs en CO<sub>2</sub> dans les magmas sont de quelques dizaines de ppm à 1 000 ppm (soit 0,1 % poids) le plus couramment.

### 3 Températures des magmas

Les températures des magmas en profondeur, dans leurs zones de genèse ou de stockage, ne sont pas connues directement mais peuvent être reconstituées à partir de géothermomètres minéraux ou des données expérimentales d'équilibres de phases. Les données montrent que les températures sont dépendantes de la composition et tendent à diminuer avec le degré de différenciation (l'augmentation de la teneur en silice) du magma. Les températures sont typiquement dans la gamme 1 000-1 250 °C pour les magmas basiques, 800-1 100 °C pour les magmas intermédiaires, 600-900 °C pour les magmas acides.

Les températures des magmas peuvent par ailleurs être mesurées en surface près de leur point de sortie. Ces températures d'émission sont voisines des températures intracrustales estimées. On en déduit que l'ascension des magmas jusqu'à la surface se fait sans perte significative de température, donc que l'ascension des magmas est rapide au regard de la faible conductivité thermique des roches encaissantes.

Bien sûr les magmas refroidissent au cours de leur mise en place en surface. Les mesures de température sur différentes portions d'un corps lavique actif, comme une coulée de lave par exemple, permettent d'étudier les modalités du refroidissement et leur lien avec le comportement d'écoulement. Les variations de température se traduisent par des différences de couleur, qui permettent une estimation visuelle des températures selon un code de corrélation avec les mesures. Les laves actives montrent une teinte jaune autour de 1 100 °C, orange vers 900-1 000 °C, rouge vif vers 700-800 °C, rouge sombre vers 500-600 °C.

## 4 Propriétés rhéologiques des magmas

Les propriétés rhéologiques des magmas, qui décrivent leur comportement d'écoulement et de déformation interne, jouent un rôle central dans les processus éruptifs. Elles sont complexes dans la plupart des cas, où les magmas sont constitués non seulement d'un liquide silicaté, mais aussi de cristaux et/ou de bulles.

Les magmas ont un comportement visco-élastique : leur déformation, c'est-à-dire leur réponse à la contrainte de cisaillement exercée (exprimée en force par unité de surface), comporte deux composantes, une composante élastique (déformation réversible) et une composante visqueuse (déformation irréversible). Dans le domaine élastique, la déformation est limitée mais engendre un stockage d'énergie qui sera libérée si on relâche la contrainte, ou si celle-ci dépasse la résistance mécanique du liquide. Le critère déterminant le comportement visqueux ou au contraire élastique/cassant du milieu est un rapport entre la viscosité (en Pa·s) et le module élastique (en Pa), ce dernier représentant la contrainte maximale accumulable sous forme élastique sans atteindre la rupture. Le rapport viscosité/module élastique définit un temps de relaxation structurale (en s), qui correspond physiquement au temps de diffusion des ions Si et O dans le liquide pour évoluer vers une configuration structurale adaptée à la contrainte appliquée (Dingwell et Webb, 1989). Les implications de cette notion pour la fragmentation des magmas seront discutées plus loin (cf. § 6 du chapitre 2). Dans la plupart des situations toutefois, la composante visqueuse est très dominante et seul le comportement visqueux sera abordé dans ce chapitre.

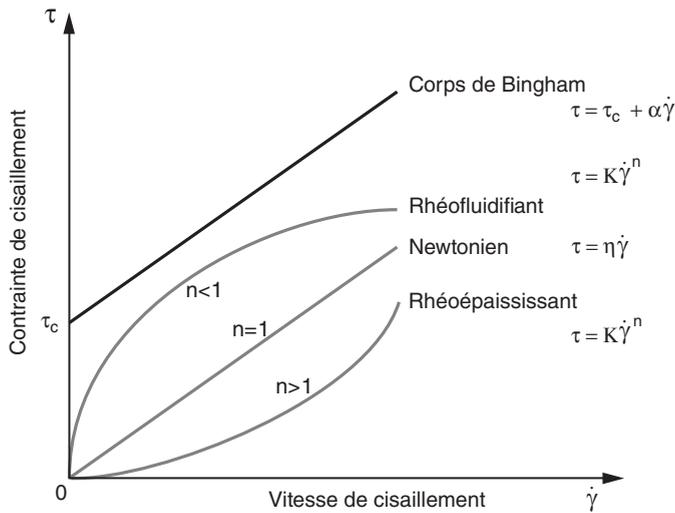
Dans le domaine visqueux, la grandeur caractéristique est la **viscosité**, qui reflète la résistance d'un fluide à l'écoulement.

### DÉFINITION

La **viscosité** est le rapport de la contrainte de cisaillement (exprimée en Pa) sur la vitesse (ou taux) de cisaillement/déformation (exprimée dimensionnellement en gradient,  $s^{-1}$ ).

Selon leur comportement, on distingue plusieurs types de fluides (**Fig. 1.1**) :

- les fluides dits newtoniens, pour lesquels la relation entre contrainte et taux de cisaillement est linéaire. La viscosité représente la pente de cette droite. Elle est donc constante, indépendante du taux de déformation ;
- les fluides non newtoniens, encore dits complexes, pour lesquels la viscosité est variable. On définit une **viscosité apparente** pour une contrainte ou une vitesse de déformation données, ou encore, dans les milieux polyphasiques, une **viscosité relative** qui est le rapport de cette viscosité apparente sur la viscosité du liquide seul.



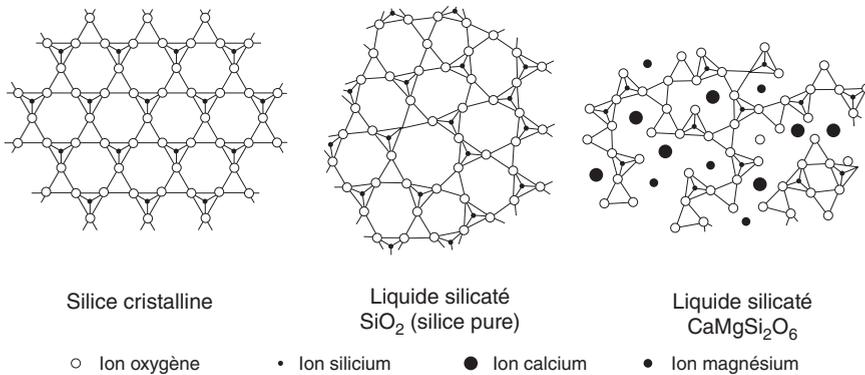
**Figure 1.1** – Courbes caractéristiques (ou rhéogrammes) de différents comportements rhéologiques de fluides en régime laminaire et permanent.

Dans le comportement newtonien la viscosité  $\eta$  (dite viscosité dynamique) est la pente de la droite passant par l'origine. Dans les fluides complexes,  $K$  est la consistance et on détermine des viscosités (dites viscosités apparentes) qui sont les pentes des tangentes locales à la courbe. Dans les corps de Bingham (comportement plastique idéal),  $\tau_c$  est le seuil de contrainte critique et la viscosité  $\alpha$  (dite viscosité plastique) est constante. Ces comportements sont approchés par les magmas dans différentes conditions volcaniques (figure originale aimablement fournie par L. Arbaret).

## 4.1 Comportement visqueux des liquides silicatés

Les liquides silicatés ont un comportement newtonien dans une grande gamme de températures et de taux de déformation (Shaw, 1963). Structuralement, un liquide silicaté est constitué d'un réseau de tétraèdres  $(\text{SiO}_4)^{4-}$  plus ou moins interconnectés formant une charpente de type polymères, où le silicium forme des ponts O-Si-O très solides du fait de sa forte charge et de son petit rayon ionique (**Fig. 1.2**). Dans le réseau, Si et les éléments pouvant le remplacer en sites tétraédriques (Al,  $\text{Fe}^{3+}$ , Ti et P) sont dits polymérisants ou formateurs de réseau. Les cations dits dépolymérisants ou modificateurs

de réseau sont Mg, Fe<sup>2+</sup>, Ca, Na et K. Leurs liaisons avec l'oxygène sont d'autant plus faibles que leur rayon ionique est grand et leur charge petite. Le lien entre la composition des liquides silicatés et leur viscosité apparaît donc intuitivement évident : la viscosité d'un liquide silicaté augmente avec son degré de polymérisation, comme cela est montré par le calcul (Shaw, 1972 ; Mysen, 1990) et vérifié par les données expérimentales. L'effet dominant, comme attendu, est celui du silicium qui est le cation majoritaire (**Fig. 1.3**). En second lieu, on vérifie expérimentalement l'effet dépolymérisant significatif des alcalins Na et K, surtout dans les liquides riches en silice (Hess *et al.*, 1995). Ces différences de viscosité des liquides silicatés liées à la composition se retrouvent bien, au moins qualitativement, dans les laves naturelles : les laves basiques sont moins visqueuses et s'écoulent plus facilement que les laves différenciées. Les laves particulièrement riches en alcalins sont également connues comme étant anormalement fluides pour une teneur en silice donnée.



**Figure 1.2** – Représentation de quelques structures de silicates.

L'élément de base est le tétraèdre (SiO<sub>4</sub>)<sup>4-</sup> (projetés ici sous forme de triangles). Dans la silice liquide comme dans la silice cristalline, tous les ions O<sup>2-</sup> sont reliés à des ions silicium Si<sup>4+</sup> (oxygènes « pontants »). Le réseau est très ordonné dans la silice cristalline, désordonné dans la silice liquide ou solide amorphe. Dans un liquide silicaté avec des ions modificateurs de réseau (ici Ca<sup>2+</sup> et Mg<sup>2+</sup>), le degré de polymérisation est plus faible, certains ions oxygènes sont « non pontants ». (Adapté de Best et Christiansen, 2001, d'après Carmichael *et al.*, 1974.)

L'effet dépolymérisant de l'eau, abaissant la viscosité, est également très marqué et reconnu depuis longtemps (Murase, 1962 ; Shaw, 1963 ; Giordano et Dingwell, 2003). Cet effet est d'autant plus important que les liquides sont riches en Si et, à composition donnée, que la teneur en eau est faible (**Fig. 1.3**). L'effet de l'eau sur la viscosité se manifeste de façon très importante dans la dynamique éruptive, notamment à basse pression (faible profondeur). La viscosité augmente par ailleurs, de façon non linéaire, avec l'abaissement de la température (**Fig 1.3**). L'effet de la température est moins important pour les liquides basiques que pour les liquides acides. Au total, différentes formulations ont été proposées prédisant la viscosité newtonienne des liquides silicatés dans différentes gammes de compositions, températures et teneurs en eau (par exemple Zhang *et al.*, 2007 ; Giordano *et al.*, 2008).

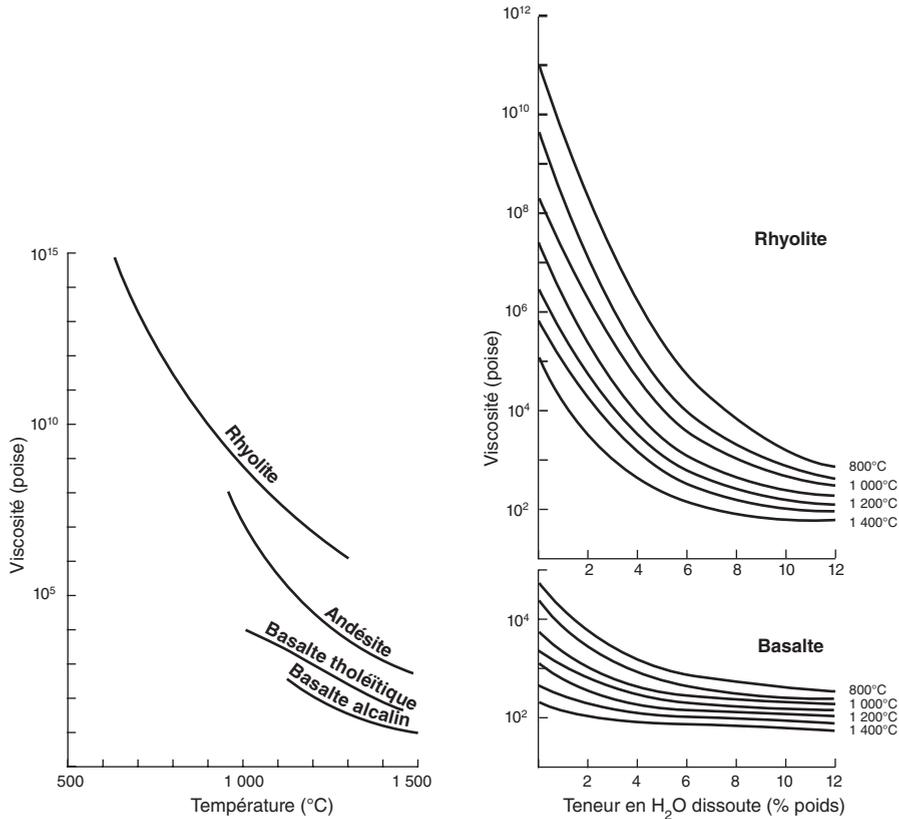


Figure 1.3 – Viscosité des liquides silicatés magmatiques.

À gauche, effet de la composition (teneur en silice principalement) et de la température sur la viscosité. À droite, effet de la teneur en eau dissoute sur la viscosité pour des liquides pauvres en silice (basalte) et riches en silice (rhyolite). (Adapté de Cas et Wright, 1987, d'après les données expérimentales de Murase, 1962, et Murase et McBirney, 1973.)

Si la température baisse suffisamment, le comportement devient non newtonien à l'approche d'un domaine de température où le milieu passe d'un comportement visqueux à un comportement cassant (dit aussi fragile) : c'est la **transition vitreuse**, en deçà de laquelle le liquide est figé sous forme d'un verre. La température de transition vitreuse  $T_g$  est dépendante de la composition bien sûr. Mais pour une composition donnée,  $T_g$  et donc la viscosité à  $T_g$  dépendent fortement du taux de refroidissement : un refroidissement rapide conduit à une  $T_g$  élevée atteinte pour une viscosité relativement basse, tandis qu'inversement un refroidissement lent conduit à une  $T_g$  plus basse correspondant à une viscosité plus élevée.  $T_g$  dépend également du taux de déformation : à une température donnée, on peut franchir la transition vitreuse en augmentant la vitesse de cisaillement (Dingwell, 1996).

**ATTENTION !**

On parle souvent de température de transition vitreuse mais il ne faut pas voir  $T_g$  comme une température stricte, plutôt un domaine de température. En outre c'est un paramètre fortement dépendant de la vitesse à laquelle la contrainte de déformation est appliquée (Fig. 2.6).

Le comportement n'est newtonien que pour des vitesses de déformation suffisamment faibles. Lorsque le taux de déformation et la contrainte augmentent, le temps caractéristique de déformation peut approcher le temps de relaxation du liquide. Le comportement tend à devenir pseudoplastique, ou encore dit rhéofluidifiant : la viscosité apparente tend à diminuer quand la vitesse de déformation augmente (**Fig. 1.1**). Les données expérimentales suggèrent que l'écart au comportement newtonien débute à des taux de déformation très variables, de l'ordre de  $10^5 \text{ s}^{-1}$  pour les liquides de faible viscosité newtonienne (de l'ordre de  $10^2 \text{ Pa}\cdot\text{s}$ ) à  $10^{-3} \text{ s}^{-1}$  pour les liquides de forte viscosité (de l'ordre de  $10^{10} \text{ Pa}\cdot\text{s}$ ) (Webb et Dingwell, 1990).

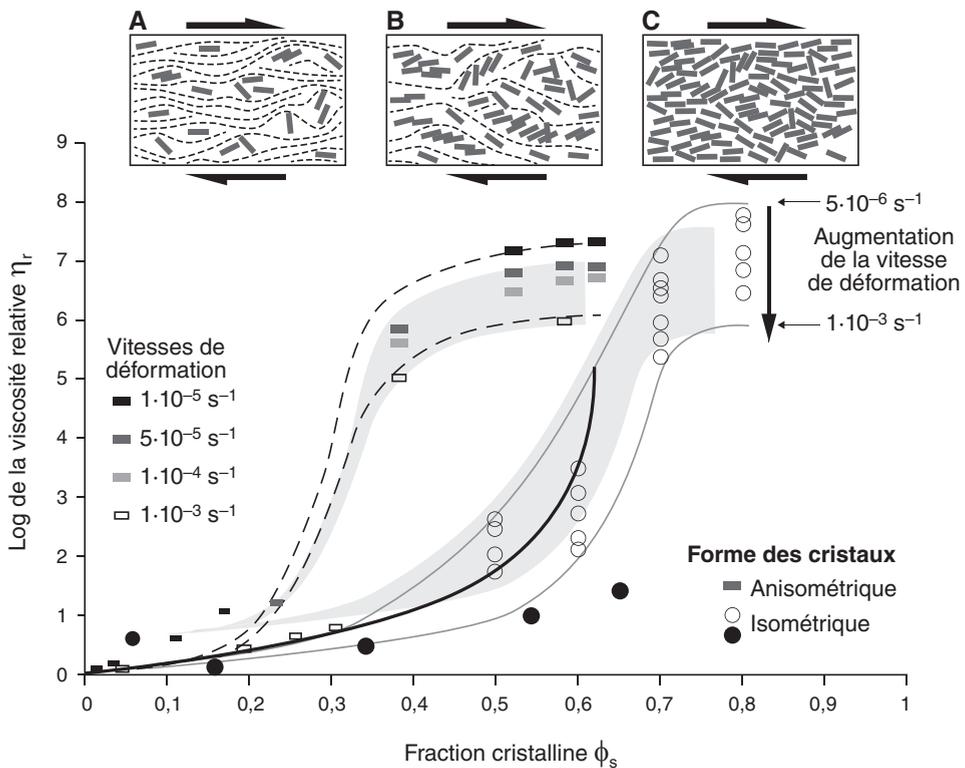
## 4.2 Comportement visqueux des suspensions

Les suspensions diphasiques liquide silicaté + cristaux ou liquide silicaté + bulles et les suspensions triphasiques ont un comportement plus complexe que les liquides silicatés seuls et peuvent s'écarter notablement d'un comportement newtonien (McBirney et Murase, 1984 ; Dingwell *et al.*, 1993).

### a) Rhéologie des suspensions solides (liquide + cristaux)

L'effet de l'ajout au liquide d'une fraction solide de cristaux est assez intuitif : la fraction solide augmente la viscosité du milieu parce que la déformation doit être accommodée par une proportion plus faible de liquide. Néanmoins, le comportement rhéologique des suspensions magmatiques liquides + cristaux est difficile à prédire, car outre la fraction solide (proportion de particules en volume), des paramètres texturaux tels que la taille des particules, leur distribution de tailles (polydispersion) ou encore leurs formes (isométriques ou anisométriques) et leur rugosité, ont une influence significative (**Fig. 1.4**). Les données actuelles (revue dans Mader *et al.*, 2013) montrent des domaines de comportement différents selon la charge solide. Pour des fractions solides relativement faibles, inférieures à 25-30 % environ (régime semi-dilué des auteurs), le comportement reste proche de newtonien. La viscosité peut être estimée avec une formule dite d'Einstein-Roscoe  $\eta = \eta_0 (1 + 2,5\Phi)$  où  $\eta_0$  est la viscosité du liquide et  $\Phi$  la fraction solide (**Fig. 1.4**). Pour des fractions solides plus élevées (régime concentré des auteurs), des interactions entre particules apparaissent et le comportement devient non newtonien, rhéofluidifiant (premier seuil rhéologique). On note que si les particules sont anisométriques, la viscosité newtonienne est plus faible que dans le cas de particules isométriques pour une même fraction solide, que ce soit en régime semi-dilué ou en régime concentré. On note par ailleurs expérimentalement une influence de la vitesse de déformation sur le comportement. Le

comportement reste newtonien pour de plus fortes fractions solides d'autant que la vitesse de déformation est faible. Si la vitesse de déformation augmente, le comportement devient fluidifiant puis plastique (corps de Bingham). En outre, le comportement fluidifiant du régime concentré débute à plus faible fraction solide si les particules sont anisométriques. Lorsqu'on approche de la compaction maximale de particules, un seuil de contrainte (ou cohésion interne) apparaît, correspondant à un second seuil rhéologique. La valeur de la compaction maximale dépend de la taille moyenne, de la distribution de tailles et de la forme des particules. Elle correspond à une charge solide de 55 à 75 % selon les auteurs, pour des suspensions de particules isométriques. L'apparition d'un seuil de contrainte se ferait pour une charge solide de l'ordre de 80 % de la compaction maximale (Mueller *et al.*, 2010).



**Figure 1.4** – Relations entre viscosité relative (rapport à la viscosité du liquide seul) des magmas et charge cristalline.

Données compilées de plusieurs études expérimentales montrant les effets de la forme des cristaux et de la vitesse de déformation. La courbe en noir dérive d'une application de la loi d'Einstein-Roscoe. Les schémas en haut illustrent l'évolution de la fabrication (arrangement) des cristaux anisométriques avec la charge cristalline. A : écoulement, fabrication par rotation des cristaux, rares interactions (tuilage). B : distribution unimodale de la fabrication, génération de trains de cristaux. C : les interactions entre particules dominent, localisation de la déformation. (Figure originale aimablement fournie par L. Arbaret, adapté de Picard *et al.*, 2013.)

## ATTENTION !

Il est important ici de se rappeler la différence entre un liquide silicaté et un magma naturel polyphasique. On a tendance à considérer qu'un magma intermédiaire (une andésite par exemple) est plus visqueux qu'un magma basique (basalte) et moins visqueux qu'un magma acide (rhyolite par exemple). Ceci n'est vrai que pour des liquides seuls. Si l'on considère par exemple le magma de l'éruption célèbre de 1902 à la Montagne Pelée (Martinique), ce magma est de composition andésitique (proche d'une dacite) mais cette composition est faite, dans le réservoir magmatique, d'environ 40-50 % de cristaux baignant dans un liquide rhyolitique à plus de 70 % de silice. Ce magma doit donc être vu rhéologiquement comme un liquide rhyolitique fortement chargé en fraction solide, donc beaucoup plus visqueux que ne le serait un liquide andésitique.

### b) Rhéologie des suspensions dispersées (liquide + bulles)

Les bulles se comportent différemment des cristaux parce qu'à la différence de ceux-ci, elles sont compressibles et déformables au moins dans certaines conditions. La déformation des bulles est dépendante du nombre capillaire  $Ca$  qui est le rapport entre les contraintes de cisaillement exercées sur la bulle et la résistance des bulles à la déformation, exprimée par la tension superficielle. Celle-ci dépend assez peu de la composition du liquide ou de la température, et davantage de la teneur en eau dissoute. Les contraintes de cisaillement sont quant à elles le produit de la viscosité, du taux de déformation et du rayon de la bulle. Plus  $Ca$  est élevé (donc la viscosité du liquide, le taux de déformation sont élevés et la tension superficielle est faible), plus les bulles peuvent se déformer et s'allongent dans la direction de l'écoulement. L'influence des bulles sur la viscosité apparente de la suspension dépend alors directement de leur déformabilité (revue dans Mader *et al.*, 2013). Les bulles isométriques tendent, comme des particules rigides, à augmenter la viscosité comparativement au liquide seul. Les bulles déformées tendent au contraire à diminuer la viscosité et confèrent à la suspension un comportement non newtonien fluidifiant, d'autant plus marqué qu'elles sont allongées. Selon les données expérimentales, cela est valable pour des suspensions relativement diluées, où la fraction volumique de bulles ne dépasse pas 50 %, et le comportement au-delà de telles fractions volumiques reste à explorer. En outre, ces considérations ne sont valables que tant que le liquide a un comportement newtonien. Si la vitesse de cisaillement devient trop importante, le temps de réponse des bulles à la déformation devient trop long et leur déformation est nulle ou partielle, ce qui augmente la viscosité apparente (Jaupart et Tait, 1990).

### c) Rhéologie des suspensions triphasiques

La rhéologie des magmas triphasiques est encore plus complexe et encore peu explorée expérimentalement. Des études sur des compositions de liquide acides suggèrent des évolutions de comportement pouvant passer de rhéoépaississant à rhéofluidifiant en augmentant la fraction solide à vésicularité constante, mais la vésicularité explorée est relativement faible (12 % ; Pistone *et al.*, 2012).

Au final, les données actuelles ne rendent pas complètement compte de la complexité rhéologique des magmas, quant à la distribution de tailles de la phase en suspension, la variabilité de formes et d'anisométrie des cristaux ou encore leur rugosité. Bien qu'imparfaites, ces données révèlent néanmoins la variabilité très importante de la viscosité. Certaines expériences de déformation ont en outre l'intérêt de mettre en évidence des réarrangements dans l'organisation spatiale de la phase suspendue, cristaux notamment, qui se traduisent par une localisation plus ou moins poussée de la déformation (**Fig. 1.4**). En accommodant la quasi-totalité de la déformation dans des zones étroites, une telle localisation permet d'expliquer que l'on voit accéder à la surface, dans les dômes de lave par exemple, des magmas dont la cristallinité (charge solide) peut atteindre des valeurs de l'ordre de 70-80 %.

### ATTENTION !

Dans les magmas naturels les phases solides (cristaux) sont essentiellement des prismes anisométriques, tabulaires ou allongés. L'acquisition d'une fabrique voire d'une localisation marquée de l'écoulement doit être attendue dans beaucoup de situations. Raisonner la viscosité comme celle d'un milieu homogène et sur la base des données expérimentales acquises essentiellement sur des suspensions à particules isométriques, peut alors être irréaliste.

Dernière remarque, la vision commune d'un magma comme un milieu ayant des propriétés d'écoulement est restrictive si l'on considère l'ensemble des situations naturelles. Au sens rhéologique, un magma s'écoule si la charge en cristaux est suffisamment faible (disons en gros < 50 %). Au-delà les contraintes sont transmises par la charpente solide ; on ne parle plus d'écoulement mais de déformation continue puis à charge cristalline croissante on entre progressivement dans le domaine fragile.

Les approches expérimentales et théoriques sont en outre importantes parce qu'il est difficile d'obtenir des mesures directes de la viscosité des magmas à la surface. Les rares données concernent des magmas basaltiques, pauvres en silice. Des viscosités de quelques centaines de Pa.s ont ainsi été mesurées, à Hawaï au front de coulées de lave par Pinkerton *et al.* (1995) et Chevrel *et al.* (2018).