

# Les granits de Tschéliabinsk (Oural du Sud) et leurs modes de différenciation

Autor(en): **Smirnoff, N.**

Objektyp: **Article**

Zeitschrift: **Archives des sciences physiques et naturelles**

Band (Jahr): **43 (1917)**

PDF erstellt am: **21.07.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-743035>

## **Nutzungsbedingungen**

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern.

Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden.

Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

## **Haftungsausschluss**

Alle Angaben erfolgen ohne Gewähr für Vollständigkeit oder Richtigkeit. Es wird keine Haftung übernommen für Schäden durch die Verwendung von Informationen aus diesem Online-Angebot oder durch das Fehlen von Informationen. Dies gilt auch für Inhalte Dritter, die über dieses Angebot zugänglich sind.

LES  
GRANITS DE TSCHÉLIABINSK

(Oural du Sud)

ET LEURS MODES DE DIFFÉRENCIATION

PAR

**N. SMIRNOFF**

Privat-docent à l'Université impériale de Moscou

---

INTRODUCTION

Dans le présent article, nous n'étudierons que les caractères pétrographiques du massif de Tchéliabinsk, en laissant de côté la question tectonique qui a déjà été traitée par plusieurs géologues russes.

L'étude pétrographique fut effectuée sur des échantillons récoltés par l'auteur en 1903 et 1915, ainsi que par son élève et collaborateur J.-M. Krachéninnikoff en 1910 et 1912. Ce matériel est constitué par plus de 1.000 échantillons de roches éruptives et de schistes cristallins, dont l'étude microscopique et chimique fut faite au laboratoire de minéralogie de l'Université Impériale de Moscou pendant les hivers de 1913 à 1916. Ces travaux furent complétés par une étude bibliographique détaillée, qui permit à l'auteur de comparer le massif de Tchéliabinsk à d'autres massifs granitiques et l'amena à des conclusions d'intérêt général, quant à la différenciation des massifs granitiques et aux phénomènes qu'ils présentent au point de vue de l'absorption des roches sédimentaires.

## STRUCTURE GÉOLOGIQUE

Le massif granitique est limité à l'est par des dépôts éocènes, interrompus près de la ville de Tchéliabinsk par une bande de calcaire carbonifère et par une bande de serpentines. Plus au nord, on observe plusieurs bandes de calcaire, carbonifère également, suivies de porphyrites et de conglomérats du carbonifère inférieur. Du côté ouest, le massif granitique est limité par des schistes cristallins et, du côté sud, par une vaste zone de roches d'épanchement, du groupe des porphyrites.

Le massif granitique, ainsi que les roches environnantes, fut disloqué par des mouvements datant probablement de la fin du carbonifère, ou du permien. A cette période correspond la formation de failles d'une amplitude minimum de 0,5 à 1 mètre. La direction de ces failles varie pour les différentes parties du massif, mais la direction prédominante est N.W. ; on en trouve aussi suivant N.O., W. et N. Les inclinaisons sont très voisines de 90° et oscillent fréquemment entre 70° et 85°.

La roche prédominante du massif est un *granit à biotite*, composé de feldspaths roses et blancs, de quartz et de mica. Les feldspaths ont une tendance très marquée à se développer en phénocristaux de diverses dimensions. Il existe d'autre part des variétés microgrenues de couleur rose et grise.

La tendance des feldspaths à former de grands individus amène l'apparition de *roches porphyriques*, qui sont du reste reliées aux variétés grenues par des types de transition, et qui ne forment qu'un faciès plus ou moins important dans les différentes parties du massif.

Les *roches microgrenues* sont principalement répandues dans les régions riches en concrétions basiques ; ce sont des granits à deux micas, à quartz abondant. La forme de ces masses microgrenues ne peut être déterminée d'une façon plus ou moins exacte et il est très probable que ce ne sont que des faciès du granit normal. De même, les *roches de couleur foncée, riches en sphène* et à structure pseudosphérolitique, semblent constituer aussi un faciès du granit ; elles sont très rares et se distin-

guent nettement de la masse granitique, à laquelle elles passent brusquement, sans zones de transition.

Les *roches à amphibole* sont très répandues et très intéressantes au point de vue théorique; on les rencontre en affleurements de dimensions variables, depuis quelques centimètres jusqu'à des centaines de mètres. Les limites de ces affleurements sont toujours très nettes et il n'existe aucune zone transitoire passant au granit. On remarque ordinairement un métamorphisme intense de ces roches, grâce à un feldspath basique, le granit environnant pouvant cependant rester absolument frais.

On observe parfois, en relation avec les deux catégories précédentes, des masses à structure parallèle, constituées par des bandes de mica noir, de feldspaths et de quartz. Ces roches correspondent probablement à des veines d'écoulement, à des voies de communication, par lesquelles les cristaux se déplacent d'une région à une autre du magma.

Les roches filoniennes sont très répandues et représentées par des *porphyres à biotite*, des *aplites*, des *pegmatites* et des *porphyres à quartz*. Les trois premières sont antérieures aux porphyres à quartz et forment souvent des filons composés. Les aplites sont de couleur rose ou grise, très dures et à structure microgrenue; elles se rencontrent en filons dans toutes les autres roches. Les pegmatites sont constituées par du microcline, en individus de grandes dimensions et parfois idiomorphes, par du quartz et par du mica. Les porphyres passent souvent à des filons de quartz, par régression des autres constituants; ils jouent un rôle important quant aux gîtes métallifères du massif, comme roche mère de la pyrite et du mispickel aurifères.

#### LE GRANIT A BIOTITE ET A MICROCLINE

Cette roche est de composition minéralogique relativement simple. Les éléments constitutifs principaux sont le quartz, le microcline, l'oligoclase et la biotite; comme éléments accessoires, on trouve le zircon, la magnétite, l'oligiste, l'apatite et

le sphène ; comme produits secondaires, l'albite, l'épidote, la chlorite, la limonite et la séricite.

Le *quartz* est ordinairement uniaxe positif ; il est souvent écrasé et montre des extinctions onduleuses. Il ne se rencontre pas en quantité constante et nous avons observé, du reste, des échantillons où il manquait presque totalement. Il est fréquemment groupé en interpénétration avec les feldspaths, sous forme de pegmatite ou de myrmékite.

Le *microcline* constitue l'élément principal au point de vue quantitatif. Il présente sur la face  $p = (001)$  le quadrillage caractéristique des deux macles avec l'angle d'extinction habituelle de  $15 - 16^\circ$  ; sur la face  $g^1 = (010)$  l'extinction se fait à  $+ 5^\circ$ . On observe cependant des grains chez lesquels le quadrillage n'est que très peu marqué et, dans ce cas, il s'agit très probablement de l'orthose au moment de sa microclinisation. Outre les macles de l'albite et de la péricline, on rencontre parfois la macle de Carlsbad. Le microcline est parfois très riche en filonnets d'albite qui, sur les sections perpendiculaires à  $n_g$ , forment un angle de  $73^\circ$  avec la trace de  $p = (001)$ . Cette albite est peut-être parfois d'origine secondaire, car les filonnets semblent intimement liés aux bordures de ce même minéral, qui entourent les inclusions de plagioclase. Le microcline contient des inclusions de quartz, sous forme de gouttes arrondies, des grains de plagioclase et des lamelles de biotite. Le microcline est ordinairement d'une grande fraîcheur, les minéraux secondaires, comme par exemple le kaolin et la séricite, y sont extrêmement rares.

Le *plagioclase* est toujours en proportion restreinte par rapport au microcline ; il se rencontre en grains idiomorphes, moulés par ce dernier minéral et par le quartz. C'est ordinairement un oligoclase, contenant de 15 à 20 % An. Il est rarement zôné mais, par contre, il est fréquemment entouré par une bordure d'albite très fraîche, et les inclusions de micropegmatite et de myrmékite y sont très répandues. Les grains de plagioclase sont souvent déformés et criblés de minéraux secondaires, comme l'épidote et la séricite.

La *biotite* est représentée par deux variétés, différant par leur polychroïsme ( $n_g =$  brun foncé ou vert ;  $n_p =$  jaunâtre ou ver-

dâtre). La variété brune, probablement plus riche en fer, se rencontre principalement dans les roches les plus acides ; la variété verte, chez les types basiques. Le mica subit un métamorphisme parfois complet ; il se transforme en agrégats de mica incolore et de limonite, en chlorite ou en épidote.

L'*apatite* constitue l'élément accessoire principal, elle se rencontre sous forme de prismes allongés ou trapus, soit isolés, soit réunis en amas ; les propriétés optiques sont normales.

Le *zircon*, la *magnétite* et le *sphène* sont un peu moins répandus, ils se présentent sous forme de cristaux et de grains caractéristiques. L'*oligiste* est beaucoup plus rare.

Les minéraux secondaires sont représentés généralement par de la *séricite*, de l'*épidote*, de la *chlorite* et de l'*albite* (voir plus loin « La séricitisation des roches »).

Les *structures* de ces roches sont très variées, ceci est la preuve d'une cristallisation irrégulière. Le caractère principal réside dans la tendance à la formation de phénocristaux, qui sont rarement bien individualisés et de dimensions variables, depuis 0,1 jusqu'à 20 mm. D'autre part on observe fréquemment des amas de sphène, d'apatite et de biotite, dont la formation peut s'expliquer par la différenciation du magma.

Ces structures, ainsi que les proportions variables des divers minéraux, nous ont permis de distinguer plusieurs variétés de roches granitiques, variétés que nous avons décrites en détail dans notre monographie russe (types grenu, microgrenu, porphyrique, leucocrate, mélanocrate, écrasé). Toutes ces variétés sont étroitement liées les unes aux autres.

L'ordre normal de cristallisation des minéraux est le suivant : l'apatite, le zircon et la magnétite appartiennent à la première phase ; le sphène et la biotite à la deuxième ; ensuite se forme l'oligoclase, puis finalement le microcline et le quartz.

Cet ordre normal ne se rencontre que rarement chez nos roches granitiques, le plus souvent une partie du quartz a cristallisé avant le microcline, une autre partie en même temps que ce dernier et finalement, une troisième partie avec l'oligoclase, sous forme de micropegmatite. La cause principale de cet ordre anormal de cristallisation doit probablement être recherchée

dans le refroidissement irrégulier du bassin magmatique, sous l'influence du toit sédimentaire.

Le *type grenu, à microcline, sans biotite*, ne représente qu'un faciès acide de nos granits, relié du reste à ceux-ci par des termes de transition. Le microcline y est parfois très largement développé en individus atteignant plusieurs centimètres, d'autres fois, au contraire, il tend à être remplacé par l'oligoclase. Ce dernier minéral correspond à une variété plutôt acide, dont la teneur en anorthite est de 8 à 12 %. Quant aux autres minéraux, ce sont les mêmes que ceux du granit à biotite, exception faite évidemment du mica, qui y manque presque totalement; quant au quartz, il se rencontre toujours en quantité abondante. Les roches de ce type sont donc caractérisés par la prédominance du quartz et de l'oligoclase par rapport au microcline; les variétés sont les mêmes que pour les granits à biotite (porphyrique, microgrenu, pegmatique, leucocrate, écrasé).

La *composition clinique* du type grenu, ainsi que celle de son minéral principal, le microcline, est donnée par les analyses suivantes :

	I	II	III
Si O <sub>2</sub> =	73,46	64,44	63,27
Ti O <sub>2</sub> =	0,20	—	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> =	11,82	19,17	19,05
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> =	1,47	1,15	1,08
Fe O =	0,73	—	—
Ca O =	1,95	0,58	1,86
Mg O =	1,58	0,61	1,26
K <sub>2</sub> O =	4,12	12,44	10,07
Na <sub>2</sub> O =	4,43	1,62	2,32
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> =	0,29	—	—
P. au feu =	0,46	0,62	0,75
	<u>100,51</u>	<u>100,63</u>	<u>99,66</u>

Formule de Lœwinson-Lessing :

$$9,65 R_1O_2 : R_2 O_3 : 1,75 \overline{RO} ; \alpha = 4,22 ; R_2 O : RO = 1,37 : 1$$

Formule d'Osann :

$$S. 78,62 - a. 13,85 - c. O - f. 6,15 - n . 6,2$$

Poids spécifique = 2,67.

Le caractère alcalin du magma granitique est mis en évidence par les formules de Lœwinson-Lessing et d'Osann. Ce magma se rapproche d'une part du magma des pantellerites et, d'autre

part, de celui des granits à riebeckite. Le caractère alcalin est la cause de la prédominance du microcline par rapport au plagioclase, prédominance que nous avons du reste constatée au microscope, pour la plupart des types étudiés.

#### LE GRANIT A DEUX MICAS

Cette roche, beaucoup plus rare que le type précédent, constitue le terme le plus acide des granits de Tchéliabinsk. Le caractère primaire du mica alcalin n'est pas toujours hors de doute ; mais dans les cas où il en est ainsi, cette roche ne représente qu'un faciès acide des granits à biotite, ce qui ressort avec évidence aussi bien de la constitution minéralogique que de la composition chimique.

Les minéraux principaux sont le *quartz* et le *microcline*, cristallisés chacun en deux générations. Le *plagioclase* est bien moins répandu, c'est un oligoclase à 18 % An ; il est quelquefois décomposé avec formation d'épidote et de séricite. La *biotite* est représentée par la variété verte, avec  $n_g - n_p = 0,035$  à  $0,044$ . La *muscovite* est parfois peut-être secondaire. Il n'est pas exclu que, dans certains cas, sa formation soit dûe à des agents pneumatolytiques ; elle est en quantité très restreinte par rapport à la biotite.

La *structure* est panidiomorphe grenue, ce qui rapproche ces roches des aplites filoniennes.

L'analyse chimique nous montre qu'il s'agit certainement d'un membre très acide de la série des granits de Tchéliabinsk, qui présente une grande analogie avec le faciès acide des granits des « Montagnes des Géants ».

Si	O <sub>2</sub>	=	76,52
Ti	O <sub>2</sub>	=	0,08
Al <sub>2</sub>	O <sub>3</sub>	=	11,92
Fe <sub>2</sub>	O <sub>3</sub>	=	1,25
Fe	O	=	0,60
Ca	O	=	0,87
Mg	O	=	2,02
K <sub>2</sub>	O	=	2,18
Na <sub>2</sub>	O	=	4,68
P <sub>2</sub>	O <sub>5</sub>	=	0,01
Perte au feu		=	0,30
			100,43



Formule de Lœwinson-Lessing :

$$10,30 \text{ RO}_2 : \text{R}_2\text{O}_3 : 1,4 \overline{\text{RO}} ; \alpha = 4,7 ; \text{R}_2\text{O} : \text{RO} = 1,3 : 1$$

Formule d'Osann :

$$\text{S. } 80,71 - a. 10,27 - c. 1,67 - f. 8,06 - n. 7,7$$

Poids spécifique = 2,667.

#### LES ROCHES RICHES EN SPHÈNE

Ces roches ne constituent, au point de vue géologique, que le faciès basique des granits à biotite et leur produit de différenciation. L'étude microscopique confirme du reste cette conception.

Le *quartz* appartient, dans la plupart des cas, à la dernière phase de la cristallisation, mais il se rencontre en quantité beaucoup plus restreinte que dans les types précédents. Le *plagioclase*, qui prédomine par rapport au microcline, est beaucoup plus basique que pour les divers granits, c'est une andésine à 30 — 40 % An. Le *microcline* ne se trouve pas en quantité constante et il est en tous cas moins abondant que chez les roches ci dessus. La *biotite* présente deux variétés, verte et brune ; ses lamelles sont habituellement mal formées et ont parfois subi une corrosion intense, sa biréfringence est  $n_g - n_p = 0,0414$ . Les mêmes phénomènes de corrosion s'observent pour l'*amphibole* et pour le *sphène* et les cavités sont occupées par le plagioclase et par le quartz. Ces observations nous permettent de conclure à un transport prolongé avant la formation de ces minéraux. L'*amphibole* et le *sphène* sont abondants, en cristaux volumineux, souvent mâclés. Les propriétés optiques du *sphène* sont les suivantes :

$$2V = 37^\circ 42' ; 34^\circ 39' 20''$$

$$n_m - n_p = 0,004 ; 0,005$$

L'*apatite* se rencontre parfois en très grande quantité, en amas avec la *magnétite*, l'*oligiste* et tous les minéraux fémiques de la roche. Le *zircon* est assez rare.

Comme minéraux secondaires, on trouve la *séricite*, l'*épidote* polychroïque, la *pennine* et la *calcite*.

La *structure* de ces roches est grandement influencée par le transport auquel ont été soumis les minéraux fémiques et par la corrosion qu'ils ont subie. Ce n'est qu'après le transport de ces minéraux fémiques que commença la cristallisation des feldspaths et du quartz, qui remplirent ainsi les cavités produites par la corrosion.

La composition chimique est la suivante :

Si	O <sub>2</sub>	=	58,22
Ti	O <sub>2</sub>	=	1,38
Al <sub>2</sub>	O <sub>3</sub>	=	19,26
Fe <sub>2</sub>	O <sub>3</sub>	=	1,66
Fe	O	=	3,84
Ca	O	=	4,98
Mg	O	=	2,65
K <sub>2</sub>	O	=	4,17
Na <sub>2</sub>	O	=	2,68
P <sub>2</sub>	O <sub>5</sub>	=	1,27
Perte au feu		=	0,70
			100,81

Formule de Lœwinson-Lessing :

$$4,76 \text{ RO}_2 : \text{R}_2 \text{O}_3 : 1,43 \overline{\text{RO}} ; \alpha = 2,15 ; \text{R}_2 \text{O} : \text{RO} = 1 : 2,4$$

Formule d'Osann :

$$\text{S. } 66,16 - a. 5,35 - c. 5,40 = f. 9,25 - n. 5$$

Poids spécifique = 2,72.

Cette analyse met en évidence le caractère basique de ces roches et permet de les rapprocher des diorites et monzonites, constituant le faciès basique des « Montagnes des Géants ».

#### LES ROCHES A AMPHIBOLES

Elles sont de couleur foncée et les cristaux d'amphibole y sont nettement visibles à l'œil nu. On trouve des termes de transition au granit normal, d'après la quantité plus ou moins grande d'amphibole. La proportion variable de ce minéral permet de diviser les roches de ce groupe en deux types différents : le granit à amphibole et la roche basique. Les minéraux constitu-

tifs principaux sont l'amphibole, la biotite, le plagioclase et le microcline.

L'*amphibole* verte se trouve quelquefois en très grande quantité; ses cristaux, de dimensions variables et qui peuvent atteindre 1 cm. sont parfois orientés parallèlement, à la suite d'un transport par les courants dans le magmas. Les propriétés optiques sont les suivantes :

$n_g - n_p = 0,023$  à  $0,024$ ;  $n_g - n_m = 0,007$  à  $0,008$ ;  $n_m - n_p = 0,016$ ; polychroïsme :  $n_g =$  vert,  $n_m =$  vert brunâtre,  $n_p =$  vert jaunâtre.

La *biotite* se rencontre sous forme de lamelles idiomorphes ou corrodées et ses cavités sont alors remplies par les minéraux de la dernière phase de cristallisation; il en existe deux variétés, verte et brune, de biréfringence  $n_g - n_p = 0,0435$ . On observe fréquemment des accumulations de biotite avec l'amphibole, l'apatite et le rutile.

Le *plagioclase* est souvent zôné et sa composition varie entre l'oligoclase et le labrador, la séricitisation y est très intense. Quant au *microcline*, on ne le trouve chez ces roches qu'en petite quantité.

L'*apatite* est très répandue, l'un de nos échantillons en contient en telle abondance que nous lui avons donné le nom de « roche à apatite ». Le *sphène*, par contre, joue un rôle beaucoup moins important, par opposition aux roches précédentes, ses cristaux sont corrodés et les cavités sont remplies de plagioclase, de microcline et de quartz.

Le *rutile*, le *zircon*, l'*oligiste*, et la *magnétite* forment des amas, avec la biotite et la hornblende. Quant au *quartz* il ne se rencontre qu'en très petite quantité. Comme minéraux secondaires, on trouve la *séricite*, la *delessite* et l'*épidote* ( $n_g =$  jaune verdâtre,  $n_p =$  incolore).

La *structure* de ces roches est influencée par l'ordre de cristallisation des divers minéraux ci-dessus. Les grains de ceux-ci se réunissent parfois en amas, à la suite de la différenciation.

L'analyse chimique montre une analogie avec les gabbrosyénites et les diorites à pyroxène.

Si	O <sub>2</sub>	=	53,13
Ti	O <sub>2</sub>	=	1,01
Al <sub>2</sub>	O <sub>3</sub>	=	14,47
Fe <sub>2</sub>	O <sub>3</sub>	=	3,25
Fe	O	=	5,18
Ca	O	=	11,79
Mg	O	=	4,29
K <sub>2</sub>	O	=	2,30
Na <sub>2</sub>	O	=	3,75
P <sub>2</sub>	O <sub>5</sub>	=	0,12
Perte au feu		=	1,17
			100,48

Formule de Lœwinson-Lessing :

$$5,52 \text{ RO}_2 : \text{R}_2\text{O}_3 : 2,92 \overline{\text{RO}} ; \alpha = 1,86 ; \text{R}_2\text{O} : \text{RO} = 1 : 4,57$$

Formule d'Osann :

$$\text{S. } 57,76 - a, 3,29 - c. 2,18 - f. 14,53 - n. 7,09$$

Poids spécifique = 2,845.

Il serait imprudent de considérer ces roches comme un produit de différenciation du magma granitique, car les caractères géologiques indiquent un mode de formation plus compliqué.

#### LES PORPHYRES A BIOTITE.

Les conditions géologiques de ces porphyrés ne permettent pas de définir si ce sont des roches massives ou au contraire s'ils sont filoniens, mais il est probable que cette dernière alternative doit être exacte. Les échantillons ont bien l'aspect porphyrique, on observe en effet une pâte grise contenant des phénocristaux de biotite. Au microscope, on constate nettement l'existence de deux temps de consolidation. Les phénocristaux sont représentés par du plagioclase, du quartz et du mica.

Le *plagioclase* est idiomorphe ou corrodé, les cavités étant alors remplies par la pâte ; il est mâclé suivant les lois de l'albite et de carlsbad et contient des inclusions de biotite et de quartz, son pourcentage en anorthite n'a pu être déterminé, faute de sections orientées.

Le *quartz* est développé en grains arrondis, rarement écrasés.

La *muscovite*, probablement primaire, et la *biotite* forment des bandes et des amas dans toute la masse de la roche. Dans ces amas principalement, on trouve l'*apatite*, le *zircon* et la *magnétite*. Les minéraux secondaires sont la *séricite* et l'*épidote*.

La *pâte* est principalement constituée par de petits grains de feldspaths et de quartz.

La *structure* est panidiomorphe microgrenue et les bandes parallèles de mica donnent à la roche une apparence schisteuse. La petitesse des grains de la pâte et le caractère panidiomorphe montrent que la cristallisation a dû s'effectuer très rapidement.

On observe diverses variétés : riches ou pauvres en bandes de biotite, schisteuses, mélanocrates, écrasées.

L'analyse chimique ci-dessous nous montre que ces porphyres correspondent à un type granitique assez basique. Les roches profondes analogues sont les granits à biotite, à plagioclase et à hypersthène.

Si	O <sub>2</sub>	=	70,90
Ti	O <sub>2</sub>	=	0,24
Al <sub>2</sub>	O <sub>3</sub>	=	15,01
Fe <sub>2</sub>	O <sub>3</sub>	=	0,80
Fe	O	=	1,86
Ca	O	=	2,46
Mg	O	=	1,92
K <sub>2</sub>	O	=	2,91
Na <sub>2</sub>	O	=	3,90
P <sub>2</sub>	O <sub>5</sub>	=	0,16
Perte au feu		=	0,48
			100,64

Formule de Lœwinson-Lessing :

$$7,73 \text{ RO}_2 : \text{R}_2\text{O}_3 : 1,30 \bar{\text{RO}} ; \alpha = 3,52 ; \text{R}_2\text{O} : \text{RO} = 0,8 : 1$$

Formule d'Osann :

$$\text{S. } 76,27 - a. 8,13 - c. 3,81 - f. 8,06 - n. 6,7 - \text{T} = 0,58$$

Poids spécifique = 2,71.

La formule d'Osann montre bien le caractère basique de cette roche, la valeur 0,58 du coefficient T correspond à la teneur en biotite. Le poids spécifique est également caractéristique pour

les variétés basiques de granits. Il est donc peut-être permis de considérer ces porphyres à biotite comme un produit de différenciation filonienne du magma granitique.

LES APLITES.

Ce sont des roches microgrenues, blanches ou de couleur rose, qui se rencontrent souvent en filons composés avec les pegmatites.

Le quartz se présente en deux générations, il est très abondant et souvent en interpénétration avec le feldspath.

Le plagioclase correspond à une variété de la série albite-oligoclase.

Le microcline se trouve en grains arrondis, avec le quadrillage caractéristique.

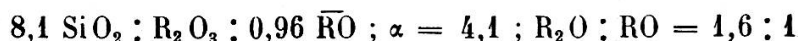
Le mica alcalin est inclus aussi bien dans les feldspaths que dans le quartz. Quant à la biotite, elle est présente dans les variétés les plus acides.

Les éléments accessoires sont l'apatite et le grenat. La structure est panidiomorphe grenue.

La composition chimique est la suivante :

Si	O <sub>2</sub>	=	74,18
Ti	O <sub>2</sub>	=	—
Al <sub>2</sub>	O <sub>3</sub>	=	15,15
Fe <sub>2</sub>	O <sub>3</sub>	=	0,60
Fe	O	=	0,35
Ca	O	=	1,52
Mg	O	=	0,94
K <sub>2</sub>	O	=	2,90
Na <sub>2</sub>	O	=	3,50
P <sub>2</sub>	O <sub>5</sub>	=	—
Perte au feu		=	0,51
			99,65

Formule de Lœwinson-Lessing :



Formule d'Osann :



Poids spécifique = 2,667.

Cette analyse montre une grande analogie avec les aplites typiques des « Montagnes des Géants » et de l'Espagne. La formule de Lœwinson-Lessing met en évidence la relation avec les porphyres et les granits; quant à la formule d'Osann elle fournit une valeur élevée du coefficient T, qui s'explique par l'abondance du mica. Quant au rapport de  $a$  et de  $c$ , il indique la prédominance des feldspaths alcalins par rapport aux plagioclases. Le poids spécifique est relativement petit.

#### LES PEGMATITES.

Ces roches, nettement filoniennes, sont composées de feldspath rose, de quartz gris ou violet et de mica blanc ou noir. Les cristaux de *microcline* sont bien formés, souvent en interpénétration graphique avec le quartz; ils sont de grandes dimensions et peuvent mesurer parfois jusqu'à 10 cm. Le *mica* peut se rencontrer aussi en cristaux idiomorphes. Quant au *quartz*, il se trouve en grains écrasés et fortement fissurés.

Le microcline est certainement de beaucoup l'élément principal de la roche. On le rencontre tantôt en cristaux isolés ou mâclés suivant les lois de Carlsbad et de Bavenno, tantôt en agrégats cristallins de grains montrant les clivages  $p = (001)$  et  $g^1 = (010)$ , tantôt finalement en croûte sur les associations graphiques avec le quartz. Les principales formes cristallines développées sont  $(110)$ ,  $(001)$ ,  $(010)$ ,  $(\bar{1}01)$ ,  $(130)$ ,  $(\bar{2}03)$ ,  $(\bar{2}01)$ ,  $(\bar{1}11)$ ; les angles ne peuvent être que rarement mesurés au goniomètre, faute de faces suffisamment brillantes.

On observe parfois des clivages distincts suivant  $p = (001)$  et  $g^1 = (010)$ , ainsi que le quadrillage caractéristique sur la face  $p = (001)$ . Nous avons pu mesurer au goniomètre les angles suivants :

$$\begin{aligned} (001) \quad (010) &= 89^\circ 48' 42'' \\ (001) \quad (\bar{1}11) &= 54^\circ 10' 30'' \\ (001) \quad \bar{(2}01) &= 70^\circ 15' \end{aligned}$$

La composition chimique du microcline est donnée par l'analyse I, celle du mica, par II. Le pourcentage important de  $\text{Na}_2\text{O}$

dans le microcline est dû à la présence de nombreux filonnets d'albite.

	I	II
Si O <sub>2</sub> =	64,57	43,15
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> —	19,92	31,45
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> =	—	8,10
Ca O =	0,82	0,89
Mg O =	0,99	1,66
K <sub>2</sub> O =	9,41	5,74
Na <sub>2</sub> O =	4,14	3,40
Perte au feu =	0,48	6,12
	<u>100,33</u>	<u>100,51</u>

Constantes optiques du mica :

$$n_g = 1,617 ; n_m = 1,608 ; n_p = 1,567$$

$$n_g - n_p = 0,050 ; n_g - n_m = 0,009 ; n_m - n_p = 0,041 ; 2 V_{na} = 39^{\circ}14'$$

Exinction du microcline sur  $p(001) = 16^{\circ}$ .

Poids spécifique du microcline = 2,554.

(A suivre.)