

A. LACROIX

Professeur de minéralogie au Muséum d'histoire naturelle

---

**MINÉRALOGIE**  
**DE LA FRANCE**  
ET  
**DE SES COLONIES**

---

DESCRIPTION PHYSIQUE ET CHIMIQUE DES MINÉRAUX  
ÉTUDE DES CONDITIONS GÉOLOGIQUES  
DE LEURS GISEMENTS

TOME DEUXIÈME

(1<sup>re</sup> PARTIE)

PARIS  
LIBRAIRIE POLYTECHNIQUE, BAUDRY ET C<sup>ie</sup>, ÉDITEURS

15, RUE DES SAINTS-PÈRES, 15

MAISON A LIÈGE, RUE DE LA RÉGENCE, 21

---

1896

Tous droits réservés

## TABLE DES MATIÈRES

	age		Page
Adulaire (orthose) . . . . .	26	Leucite . . . . .	3
Albite . . . . .	345	Lucioène (sphène) . . . . .	54
Albite . . . . .	138	Mésométhomsonite) . . . . .	258
Amphigène leucite . . . . .	3	Mésolite . . . . .	276
Analcime . . . . .	281	Mésotype . . . . .	263
Androses . . . . .	174	Microcline . . . . .	118
Anorthites . . . . .	192	Natrolites groupe de . . . . .	262
Anorthose . . . . .	114	Offérite . . . . .	336
Apophyllite . . . . .	345	Oligoclases . . . . .	19
Péryle . . . . .	8	Orthose . . . . .	64
Béwesteite . . . . .	292	Péridote . . . . .	140
Bytonites . . . . .	192	Phacélite chabasite . . . . .	324
Chabasite . . . . .	324	Phillipsite christianite) . . . . .	296
Chalcocorphite . . . . .	351	Pictite sphène . . . . .	23, 239
Christianites groupe des) . . . . .	296	Plagioclases . . . . .	127
Dismine stilbite) . . . . .	312	Plombite . . . . .	349
Dipyre . . . . .	204	Sandine (orthose) . . . . .	64
Émeraude (béryl) . . . . .	9	Sapolite . . . . .	232
Feldspathes groupe des . . . . .	23	Scolécite . . . . .	272
Feldspaths monocliniques . . . . .	64	Seelchite chabasite . . . . .	95
Feldspaths tricliniques . . . . .	113	Séméline sphène . . . . .	234
Gémondine . . . . .	321	Sphène . . . . .	233
Connardite . . . . .	279	Synthère sphène . . . . .	230, 240
Hermite . . . . .	309	Stilbite . . . . .	12
Heulandite . . . . .	287	Thomsonite . . . . .	258
Hydroéphélite . . . . .	261	Titanite (sphène . . . . .	233
Kryptoperle . . . . .	69	Titanomorphite sphène . . . . .	254
Laumonite (laumontite . . . . .	338	Wernérites (groupe des . . . . .	203
Laumontite . . . . .	338	Xanthitane . . . . .	23
Labradora . . . . .	184	Zéolites . . . . .	255
		Zéolites alumineuses . . . . .	258
		Zéolites non alumineuses . . . . .	344

# MINÉRALOGIE

D E

# LA FRANCE

---

MACON, PROTAT FRÈRES, IMPRIMEURS.

---



A. LACROIX

Professeur de minéralogie au Muséum d'histoire naturelle

---

MINÉRALOGIE  
DE LA FRANCE  
ET  
DE SES COLONIES

---

DESCRIPTION PHYSIQUE ET CHIMIQUE DES MINÉRAUX  
ÉTUDE DES CONDITIONS GÉOLOGIQUES  
DE LEURS GISEMENTS

TOME DEUXIÈME

PARIS

LIBRAIRIE POLYTECHNIQUE, BAUDRY ET C<sup>ie</sup>, ÉDITEURS

15, RUE DES SAINTS-PÈRES, 15

MAISON A LIÈGE, RUE DE LA RÉGENCE, 21

—  
1896

Tous droits réservés



## INTRODUCTION DU TOME II

---

Lorsqu'il y a trois ans, j'ai entrepris la publication de ma *Minéralogie de la France et de ses colonies*, j'avais un double but.

Je me proposais tout d'abord d'étudier en détail et à tous les points de vue les minéraux antérieurement signalés dans notre pays, en y ajoutant ceux que j'y ai trouvés moi-même en très grand nombre. La comparaison des documents publiés dans mon premier volume, avec ceux qui sont donnés dans les ouvrages récents les plus complets, ne laissera, je l'espère, aucun doute dans l'esprit de mes lecteurs, sur l'exactitude de l'opinion que je formulais en 1893 relativement aux causes de la pauvreté minéralogique, tout apparente, du territoire français. Je ne doute pas que la lecture de la fin de mon livre ne confirme encore cette première impression.

D'autre part, dans tous les traités de minéralogie publiés jusqu'à présent, les minéraux sont surtout étudiés au point de vue de leur propriétés intrinsèques. Je ne crois pas que l'on ait cherché, dans aucun ouvrage d'ensemble, à déterminer d'une façon méthodique toutes les conditions de gisement des espèces minérales et à passer en revue les formes sous lesquelles ces espèces se présentent dans chacun d'entre eux. De plus, l'étude

des minéraux considérés comme éléments de roche est toujours systématiquement reléguée dans des ouvrages spéciaux.

C'est un travail de détermination de *toutes* les conditions de gisement des minéraux d'un grand pays qui constitue la seconde partie de mon plan. Ayant moi-même visité la plupart des régions dont je parle, il m'a été possible d'apporter sur cette question de nombreux documents nouveaux et une réelle précision dans leur examen.

J'espère que les efforts que j'ai faits dans cet ordre d'idées ne seront pas perdus et montreront — ce qui semble presque oublié en France — que l'étude des questions rattachant la minéralogie à l'histoire naturelle n'est pas sans offrir quelque intérêt général et mérite mieux que l'intérêt restreint qu'on lui accorde généralement. La minéralogie ainsi comprise cesse d'être une simple annexe des sciences mathématiques et physico-chimiques pour former une science ayant sa raison d'être en elle-même et éclairant de nombreuses questions géologiques.

L'exécution de ce plan m'a entraîné plus loin que je ne pensais tout d'abord. A l'origine, je comptais pouvoir traiter tous les *Silicates et Titanates* dans un premier volume et en consacrer un second aux autres classes de minéraux. L'abondance de matières me force à réserver la moitié du tome II à la fin de l'histoire des Silicates et Titanates et à augmenter mon ouvrage d'un volume.

La plupart des personnes qui m'ont aidé de leurs communications pour mon premier volume ont bien voulu les continuer; je tiens à leur en témoigner ma reconnaissance, ainsi qu'à tous ceux qui depuis lors m'ont procuré de nouveaux documents, et parmi lesquels je citerai : MM. Bouhard, Berthier, Carnot, Gaubert, Gentil, Mourgues, Tirlet, Vernières, et tout particulièrement M. Nentien.

*Paris, 2 janvier 1896.*

A. LACROIX.

# MINÉRALOGIE DE LA FRANCE

## SILICATES ET TITANATES

### MÉTASILICATES

(Suite)

#### LEUCITE



Pseudocubique.

*Formes observées.*  $a^2$  (211) (fig. 2).

*Macles.* (Voir à propriétés optiques).

*Clivages.* Clivages  $b^4$  (110) peu nets. Cassure inégale.

*Dureté.* 5,5 à 6. Fragile.

*Densité.* 2,45 à 2,50.

*Coloration et éclat.* Blanche, grise. Transparente ou translucide.

*Inclusions.* La leucite présente souvent des inclusions (inclusions vitreuses, inclusions d'augite, de magnétite, etc.) distribuées d'une façon régulière (fig. 1) en zones concentriques parallèles à ses contours extérieurs. Tantôt ces inclusions sont bien individualisées; tantôt, au contraire, elles forment des couronnes concentriques continues.

*Propriétés optiques.* La leucite, pseudocubique à la température ordinaire, devient rigoureusement cubique à partir de 500° (Klein, Penfield, Rosenbusch). La biréfringence est faible, mais souvent appréciable en lames minces. La structure intime se traduit par l'existence

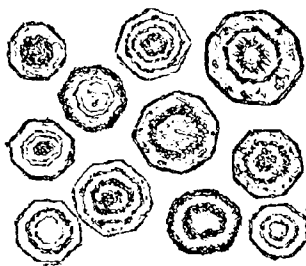


Fig. 1.

Cristaux de leucite dessinés d'après des lames minces et montrant les inclusions d'augite et de verre régulièrement distribuées (leucotéphrites d'Algérie).

de lamelles hémitropes croisées à angle droit dans les sections parallèles à  $p$  (001), à  $60^\circ$  et à  $120^\circ$  dans les sections parallèles à l'octaèdre et aux faces du dodécaèdre. On peut avec M. Klein interpréter ces propriétés en admettant que la forme cubique extérieure est produite par l'interpénétration de trois cristaux rhombiques maclés suivant  $b^1$  (110); les trois individus constitutifs peuvent être inégalement développés, et même un seul cristal peut prédominer, renfermant des bandelettes qui correspondent aux deux autres orientations. La bissectrice positive  $n_g$  est perpendiculaire à une face  $p$  (100); l'écartement des axes est petit.

La réfringence et la biréfringence sont très faibles.

$$\begin{aligned} n_g &= 1,509 \text{ (Dx.)}; \\ n_p &= 1,508; \\ n_g - n_p &= 0,001. \end{aligned}$$

*Composition chimique.* La formule donnée plus haut correspond à la composition suivante :

Si O <sup>2</sup> .....	55,0
Al <sup>2</sup> O <sup>3</sup> .....	23,5
K <sup>2</sup> O.....	<u>21,5</u>
	100,0

*Essais pyrognostiques.* Infusible au chalumeau. Avec l'azotate de cobalt, donne la couleur bleu de l'alumine. Décomposée par l'acide chlorhydrique sans faire gelée.

*Altérations.* La leucite est fréquemment transformée suivant deux modes différents.

1° Transformation en zéolites (analcime, christianite). Ce genre de pseudomorphose est fréquent dans les roches leucitiques tertiaires ou modernes.

2° Transformation en feldspath. Ce mode d'altération est réalisé dans les leucotéphrites carbonifères dont il sera question plus loin. La leucite y est entièrement transformée en petites lamelles d'albite, associées à quelques paillettes micacées : dans d'autres régions, le feldspath produit est de l'orthose.

*Diagnostic.* La leucite peut être confondue avec l'analcime, qui possède les mêmes formes géométriques et présente des phénomènes de

biréfringence analogues. Le meilleur procédé de diagnostic consiste à chauffer au rouge le minéral ou la roche qui le renferme; l'analcime devient opaque et dégage de l'eau, alors que la leucite reste transparente. Les essais microchimiques montrent le potassium dominant dans le cas de la leucite, le sodium dans celui de l'analcime. Enfin ce dernier minéral fait gelée avec les acides et possède une densité plus faible (2,22 à 2,29).

### GISEMENTS ET ASSOCIATIONS

La leucite se rencontre exclusivement dans les roches éruptives. J'ai à la considérer dans les deux catégories de roches suivantes :

- 1° Dans des roches volcaniques, comme élément essentiel;
- 2° Dans un basalte feldspathique, comme élément anormal.

1° *Dans les roches volcaniques, comme élément essentiel.*

**Plateau Central.** — La leucite n'existe dans aucune roche volcanique tertiaire ou pleistocène du Plateau Central. Jusqu'à ces derniers temps, la leucite a été regardée comme l'apanage exclusif de quelques roches volcaniques tertiaires, pleistocènes ou récentes. Depuis peu, on a découvert au Brésil, dans l'Arkansas, en Sibérie, des roches leucitiques antétertiaires. Nous avons, M. Michel Lévy et moi, décrit récemment une roche de ce genre provenant du Mâconnais (*B. C. F.* n° 45. 1895); ce gisement est fort remarquable, eu égard à l'extrême rareté de ce type de roche ancienne.

*Saône-et-Loire.* Entre les hameaux de La Place et des Cours près Clermain, se trouvent, à la base des tufs porphyriques du Culm et parfois entre les tufs et les schistes à empreintes végétales (*Sagenaria*, *Stigmalaria*, *Sphenopteris dissecta*), des leucotéphrites et des porphyrites micacées ainsi que des brèches de ces deux roches, comprenant probablement les débris d'une ancienne coulée.

Les leucotéphrites sont compactes, d'un gris verdâtre foncé, rappelant celui des phonolites. A l'œil nu, on distingue de grands cristaux de pyroxène et des trapézoèdres blancs de leucite à arêtes vives (atteignant 2<sup>mm</sup> de diamètre). Au microscope, on con-

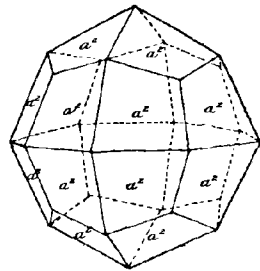


Fig. 2.  
Trapézoèdre de leucite.

state qu'avec ces minéraux il existe de l'apatite, de la biotite, disséminées dans un magma formé de microlites d'augite, d'oligoclase (?) et d'une grande quantité de trapézoèdres de leucite.

Les grands et les petits cristaux de leucite sont complètement transformés en albite accompagnée de paillettes de biotite, de grains d'épidote et d'aiguilles microscopiques d'actinote.

**Algérie.** — *Oran.* L'existence de roches à leucite a été signalée pour la première fois par M. Vélain à l'île de Rachgoun, à l'entrée de la Tafna. Des leucitites et des néphélinites y sont, d'après lui, recouvertes par des coulées basaltiques.

MM. Curie et Flamand (*Les roches éruptives d'Algérie*, 1890) ont décrit des leucotéphrites dans les falaises à l'ouest de Nemours et aux environs d'Aïn-Témouchent (Djebel-Guerrien, Djebel-Afsa, tuilerie d'Aïn-Tolba). M. Gentil, qui a récemment exploré cette région, a rapporté et m'a communiqué de beaux échantillons de ces roches. Celle du cratère du lac Ben-Ganah renferme des cristaux de leucite riches en inclusions régulièrement distribuées.

**Madagascar.** — En examinant la collection de roches rapportées au Muséum par M. Catat, j'ai trouvé (*Les encl. des roches volc.* 536) une leucitite néphélinique à olivine provenant du mont Tsiafajavona (prov. d'Imérina). Elle est formée par de grands cristaux d'olivine et d'augite englobés dans un magma constitué par de gros microlites d'augite et de leucite avec beaucoup de magnétite et de biotite. Cette roche, qui a l'aspect extérieur d'un basalte, renferme de petites ségrégations formées par de la leucite et de l'augite grenue, avec un peu d'ægryne, de sodalite et d'orthose.

**Nosi-Bé.** — M. Vélain a bien voulu me communiquer une intéressante roche à leucite recueillie par le D<sup>r</sup> Cassien en 1882, à Ankoronkarany, sur la côte occidentale de l'île : il l'a brièvement signalée antérieurement (*C. R.* LXXXIII. 1205. 1876). L'échantillon étudié offre la plus grande analogie avec les leucophonolites du Kaiserstuhl. Des trapézoèdres nets de leucite zéolitisée, atteignant 4<sup>mm</sup> de diamètre, sont engagés dans une pâte d'un gris verdâtre. Au microscope, on constate que les grands cristaux de leucite accompagnés par des rhombododécaèdres de grenat mélanite (brun à structure zonée) et de l'augite verte, de l'apatite sont englobés dans un magma microlitique essentiellement formé par de la leucite, de l'augite et des microlites feldspathiques (orthose et oligoclase). La roche renferme de l'ægryne et de la calcite secondaires.



2° Dans un basalte, comme produit de formation anormal.

**Plateau Central.** — *Puy-de-Dôme.* J'ai trouvé une veinule de leucite formée dans le basalte des plateaux qui couronnent la Banne d'Ordenche (*C. R.* CXIII. 751. 1891. et *Les encl. des roches volc.* 73. pl. III. fig. 5). L'échantillon que j'ai examiné renferme deux traînées blanches de leucite ayant environ 1<sup>mm</sup> d'épaisseur et 5<sup>cm</sup> carrés de surface. La leucite, sans formes distinctes, moule les parois du basalte ; par places, elle est séparée de celui-ci par du feldspath triclinique et de l'orthose aplatis suivant  $g^A$  (010) et groupés en rosettes. Il existe en outre un peu de pyroxène, de biotite et de magnétite englobés dans la leucite ou la moulant. La formation de tous ces minéraux est donc contemporaine.

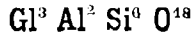
La leucite et les feldspaths sont criblés de longs cristallites de pyroxène. Au microscope, il est facile de constater, dans cette leucite, les macles et les propriétés optiques caractéristiques de ce minéral.

Il est extrêmement remarquable de voir la leucite se former ainsi localement dans un basalte normalement dépourvu de cette substance.

La structure de la veine leucitique semble indiquer une formation par voie ignée. D'autre part, l'acidité des feldspaths, plus grande dans la veine leucitique que dans le basalte, l'existence dans celle-ci de minéraux n'existant pas dans cette roche, prouvent un apport de matière étrangère. Il est probable que la leucite et les minéraux qui l'accompagnent sont le résultat de la transformation d'une enclave acide incomplètement résorbée et étirée par suite de la fluidalité de la roche. La structure des feldspaths est, du reste, celle que l'on observe souvent dans les enclaves acides en voie de recristallisation au milieu du basalte. Cette hypothèse est rendue vraisemblable par l'abondance d'enclaves énallogènes dans le basalte de cette région et par celle d'un fragment de diabase englobé dans l'échantillon même de basalte étudié.

Une des veines leucitiques montre à l'œil nu, dans sa cassure, une surface blanche irrégulière, comme scoriacée, couverte de petits octaèdres de spinellides et de lamelles de biotite.

## BÉRYL



Hexagonal.

$$b : h = 1000 : 498,838. (\text{Dx}).$$

$$[a : c = 0,49884]$$

Formes observées.  $p$  (0001),  $m$  (10 $\bar{1}$ 0),  $h^1$  (11 $\bar{2}$ 0),  $h^2$  (21 $\bar{3}$ 0),  $a^1$  (11 $\bar{2}$ 1),  $b^1$  (10 $\bar{1}$ 1),  $b^{1a}$  (1.0. $\bar{1}$ .14),  $a_2 = (b^1 b^{1/2} h^1)$  (21 $\bar{3}$ 1).

Lx : mesures prises sur les cristaux de La Villeder ;

Lx' » » sur un cristal des environs de Chanteloube.

	Angles calculés mesurés		Angles calculés mesurés		Angles calculés mesurés		
$mm$	120°		$*p a^1$	135° 4'	135° 2' (Lx.)	$a^1 a^1$ adj.	138° 38'
$m h^1$	150°		$p b^{1a}$	177° 39'	177° 53' (Lx.)	$m a_2$ adj.	142° 11' 142° 20' (Lx')
$m h^2$	160° 54'		$b^{1a} m$	92° 21'		$m a^1$ adj.	127° 43' 127° 53' (Lx.)
$h^1 h^2$	169° 6'		$p b^1$	150° 3'	149° 55' (Lx.)	$m b^1 s. a^1$	104° 27' 104° 35' (Lx.)
$h^2 h^2$ sur $h^1$	158° 13'		$b^1 m$	119° 57'	120° 5' (Lx.)	$a_2 a^1$ adj.	165° 31'
$m a_2$ opp.	129° 12' 129° 10' (Lx')		$p m$	90°		$a^1 b^1$ adj.	156° 44' 156° 42' (Lx.)
$m a^1$ sur $b^{1/2}$	90°		$p a_2$	123° 16'	123° 12' (Lx')	$a^1 a^1$ sur $p$	104° 34' 104° 30' (Lx')
$a_2 a_2$ sur $m$	148° 14' 148° 10' (Lx')		$p h^2$	90°		$b^1 b^1$ sur $p$	151° 6'
$a_2 a_2$ sur $h^1$	161° 49'						

*Faciès des cristaux.* Tous les cristaux de béryl des gisements français sont allongés suivant l'axe vertical et présentent la base. Ils sont parfois un peu aplatis suivant une face  $m$  (10 $\bar{1}$ 0); les faces de la zone verticale sont quelquefois striées verticalement (fig. 1), d'autres fois elles sont ternes. Les faces du sommet sont généralement très brillantes, elles sont souvent dissymétriques comme dans les cristaux de l'Oural (Voir page 13).

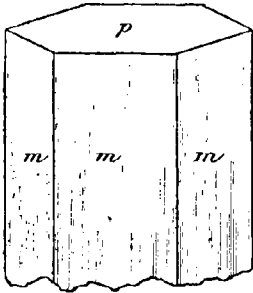


Fig. 1.  
Cristal de béryl, strié verticalement.

Quelques cristaux du pont de Barost présentent une structure fibreuse très nette.

*Déformations mécaniques.* Les cristaux de béryl des pegmatites sont souvent brisés; leurs fragments sont alors cimentés par du quartz. Dans la pegmatite

du parc de Montjeu, j'ai observé un cristal courbé en arc de cercle qui n'a subi aucune fracture (fig. 6), dans d'autres cas, il y a torsion hélicoïdale (fig. 10).

*Clivages.* Clivage  $p$  (0001) imparfait. Cassure conchoïdale ou inégale.

*Dureté.* 7,5 à 8.

*Densité.* 2,63 à 2,80; 2,690 b. de Miséri, 2,702 b. du pont de Barost, 2,719 b. de La Villeder, 2,73 b. rose de Madagascar (M. Damour).

*Coloration.* Incolore, jaune plus ou moins foncé, vert clair, vert bleuâtre (*aigue-marine*) à vert émeraude (*émeraude*), rarement violet ou rose. Poussière blanche.

Éclat vitreux. Transparent ou translucide.

*Inclusions.* Le béryl est généralement très riche en inclusions liquides à bulles parfois mobiles. Quelques cristaux de La Villeder sont absolument creux ou remplis par du quartz.

*Propriétés optiques.* Un axe *néгатif* ( $n_p$ ). J'ai mesuré les indices suivants par la méthode du prisme (lumière jaune).

La Villeder (B. incolore)	Madagascar (B. rose)
$n_g = 1,5785$	1,5825
$n_p = 1,5735$	1,5761
$n_g - n_p = 0,006$ en moyenne.	

Le béryl présente fréquemment des anomalies optiques : une section basique est alors divisée en six secteurs biaxes avec souvent un centre uniaxe. Les cristaux de gisements français que j'ai examinés ne présentent pas ces phénomènes d'une façon régulière.

Les cristaux possédant une structure fibreuse (Chanteloube), examinés parallèlement à leur base, montrent parfois le phénomène de l'astérisme et du cercle parrhélique (échantillon communiqué par M. E. Bertrand).

*Pléochroïsme.* Le béryl est plus ou moins pléochroïque en lames épaisses;

B. roses	B. jaunes	B. bleus	Émeraude
$n_g =$ incolore	jaune d'or	bleu verdâtre à incolore	vert jaune
$n_p =$ rose pâle	jaune rougeâtre	bleu	vert bleu de mer

*Composition chimique.* a) Composition théorique correspondant à la formule  $Gl^3 Al^2 Si^6 O^{18}$ ;

Analyses : b) du béryl de Chanteloube, par Vauquelin;

c) du béryl de Chanteloube, par Klatzo (*Jahrb. Chem.* 1216. 1889);

d) du béryl bleu de Charmoz, par M. Mrazec (Thèse. Genève. 1892. p. 42);

e) du béryl rose de Madagascar, par M. Damour (*B. S. M.* IX. 153. 1886).

	a)	b)	c)	d)	e)
SiO . . . . .	67,0	67,4	67,78	63,64	66,56
Al <sup>2</sup> O <sup>3</sup> . . . . .	19,0	16,1	17,58	19,19	18,66
FeO . . . . .	»	»	0,27	»	»
FeO . . . . .	»	0,7	»	5,00	»
MnO . . . . .	»	»	»	»	0,21
GlO . . . . .	14,0	13,3	13,72	9,94	12,47
MgO . . . . .	»	»	»	1,16	»
CaO . . . . .	»	0,5	»	traces	0,06
Perte . . . . .	»	»	»	1,07	2,30
	<hr/>	<hr/>	<hr/>	<hr/>	<hr/>
	100,0	98,0	99,35	100,00	100,35

D'après MM. Penfield et Harper (*Am. J. of Sc.* XXXII. 110. 1886), un grand nombre de béryls renferment des alcalis (K, Na, Cs); celui de Limoges contient 0,73 de Na<sup>2</sup>O.

*Essais pyrognostiques.* Au chalumeau, les cristaux transparents deviennent blancs et opaques, le béryl fond difficilement sur les bords en une scorie bulleuse. Les béryls riches en alcalis fondent plus facilement que ceux qui n'en renferment que peu. L'émeraude donne avec le borax les réactions du chrome. Inattaquable par les acides.

*Altérations.* — Kaolinisation. — Les cristaux de béryl se fissurent souvent, deviennent opaques, et, dans leurs fentes, se développe du kaolin. M. Damour a étudié des cristaux de La Vilate qui, tout en conservant leurs formes extérieures, perdent leur éclat, leur transparence et leur dureté; ils sont alors constitués par une masse terreuse, douce au toucher, englobant des grains cristallins non altérés. Cette masse terreuse est formée par de la *kaolinite*, dont l'analyse a été donnée, tome I, page 462.

La transformation s'effectue le long des nombreuses fissures qui sillonnent le minéral. Quand la kaolinisation s'effectue par la périphérie des cristaux homogènes et non fissurés, on observe la production de très curieuses figures de corrosion sur les fragments non altérés et en général très limpides. Dans la zone prismatique, elles ont la forme de losanges très allongés suivant l'axe vertical. Sur la base, au contraire, le minéral est creusé de profondes cavités de corrosion très régulières et ayant la forme d'isoscéloèdres atteignant plusieurs millimètres suivant leur axe vertical.

Les cristaux ainsi altérés présentent fréquemment la forme de barillets représentés par la fig. 2.

Ce mode d'altération met en évidence la structure fibreuse de quelques cristaux de béryl, certaines fibres s'attaquant plus rapidement que d'autres.

Production de bertrandite. — Au lieu de cette kaolinisation produite par élimination de la glucine, le béryl de quelques localités françaises a donné naissance à de petits cristaux de bertrandite; ces derniers sont implantés directement sur le béryl non transformé (Chanteloube) ou occupent la place de cristaux hexagonaux disparus (La Villeder, Orvault).

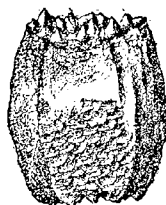


Fig. 2.

Béryl corrodé en forme de barillet, extrait du kaolin (Pont de Barost). (Grandeur naturelle.)

*Diagnostic.* Le béryl a été souvent confondu, dans les roches, avec l'apatite, qui l'accompagne fréquemment et qui possède la même forme et la même couleur; la dureté plus forte et surtout la résistance à l'action des acides constituent un excellent diagnostic différentiel du minéral. L'apatite bleue de La Villeder, qui se trouve souvent dans les collections sous le nom de béryl, possède un clivage *très net* suivant la base, qui est également différentiel du béryl.

## GISEMENTS ET ASSOCIATIONS

J'étudierai successivement le béryl dans les gisements suivants :

- 1° Dans les filons stannifères associés à des granulites;
- 2° Dans les granulites et les pegmatites;
- 3° Dans les micaschistes.

### *1° Dans les filons stannifères.*

**Bretagne.** — *Morbihan.* Les plus beaux cristaux français de béryl proviennent des mines d'étain de La Villeder près de Roc-Saint-André.

Ces cristaux aujourd'hui assez rares atteignent parfois 4<sup>cm</sup> suivant l'axe vertical; par leur limpidité et la netteté de leurs faces, ils peuvent rivaliser avec ceux de l'Oural. Je dois à l'obligeance de M. de Limur la plupart des cristaux que j'ai étudiés. Un de leurs caractères, presque constant, consiste en ce que toutes les faces de la zone verticale sont dépolies, alors que la base et les pyramides sont remarquablement bril-

lantes et limpides. Les cristaux transparents sont incolores, mais on rencontre dans ce même gisement des cristaux bleus ou bleu verdâtre,

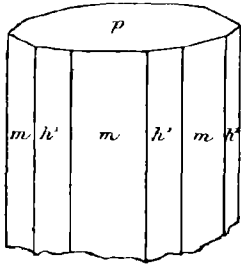


Fig. 3.

Béryl de La Villeder.

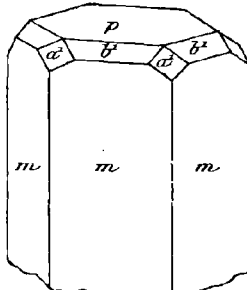


Fig. 4.

qui sont opaques ou faiblement translucides. On trouve souvent dans les collections, sous le nom d' « émeraude de La Villeder », de jolis cristaux transparents verts ou bleus d'apatite riches en faces, qui seront étudiés tome III.

J'ai observé dans les cristaux transparents de béryl

les combinaisons de formes suivantes :  $p$  (0001),  $m$  ( $10\bar{1}0$ ) (fig. 1),  $p m h^1$  (fig. 3),  $p m a^1$  (fig. 13),  $b^1$  ( $101\bar{1}$ ) avec ou sans  $h^1$  (fig. 4) et  $b^{14}$  ( $1.0.\bar{1}.14$ ) (fig. 6). Ces faces sont souvent réduites à de très petites modifications; plus rarement, elles sont largement développées comme dans les cristaux de l'Oural (fig. 5). Les faces  $b^{14}$  sont toujours petites; les faces  $a^1$  sont souvent bordées par de petites facettes arrondies (fig. 6), que je n'ai pu mesurer avec précision.

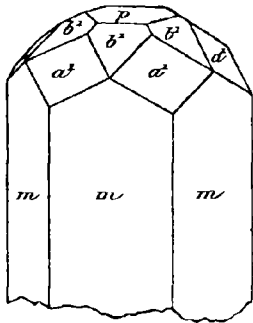


Fig. 5.

Béryl de La Villeder.

Ces cristaux transparents se trouvent dans les cavités du quartz, de la muscovite; ils sont parfois implantés avec apatite sur les cristaux de cassitérite; on les observe aussi fréquemment au milieu de masses lithoïdes de béryl, elles-mêmes engagées dans du quartz laiteux.

De beaux cristaux  $p m$  translucides se trouvent aussi empâtés dans le quartz laiteux ou même dans une granulite à mispickel.

Les cristaux de La Villeder présentent souvent des particularités intéressantes. L'un d'eux montre à l'œil nu une division en six secteurs des plus nettes; je n'ai pu l'étudier au point de vue optique.

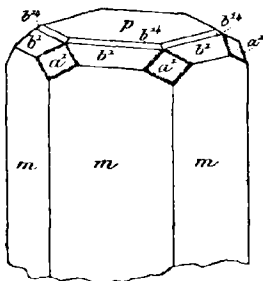


Fig. 6.

Béryl de La Villeder.

Il n'est pas rare de trouver deux cristaux accolés suivant une face  $m$  ( $10\bar{1}0$ ); il y a fréquemment alors aplatisse-

ment des cristaux suivant leur face d'accolement. Souvent aussi les faces  $a^1$  et  $b^1$  de ces cristaux aplatis sont inégalement développées ; quelques-unes d'entre elles manquent même complètement : le cristal peut prendre des allongements variés et offrir alors une apparence très dissymétrique (fig. 7 et 8).

Les cristaux de béryl transparents sont rares, relativement aux variétés translucides ou lithoïdes, qui abondent dans ce gisement. Celles-ci sont englobées dans le quartz fétide, plus rarement dans la granulite ; enfin, elles constituent de véritables roches avec de la muscovite et de la cassitérite.

J'ai trouvé à La Villeder des cristaux de béryl remplacés par de petits cristaux de bertrandite (Voir page 118 du tome I). Le béryl de ce gisement se transforme souvent partiellement en kaolinite.

Le béryl transparent de La Villeder, s'il avait été plus abondant quand la mine était encore exploitée, aurait pu être utilisé dans la joaillerie.

*Loire-Inférieure.* Le béryl a été rencontré en cristaux d'un blanc jaunâtre associé à la cassitérite de Piriac.

## 2° Dans les granulites et les pegmatites.

Le béryl est assez fréquent dans les granulites et pegmatites françaises ; il y est partout associé à de la tourmaline, du grenat almandin, du quartz, etc. Les plus gros cristaux sont engagés dans les pegmatites à grands éléments et particulièrement dans leur quartz. Beaucoup de gisements signalés autrefois dans le Plateau Central comme renfermant du béryl ne contiennent que de l'apatite.

**Normandie.** — *Orne.* Le béryl est très anciennement connu dans les granulites des environs d'Alençon et particulièrement dans celles des carrières de Pont-Percé et de Hertré. M. L. de La Foye a décrit ce gisement (*Mém. Soc. linnéenne du Calvados*, I. 215. 1824) ; il y a trouvé dans la granulite une fissure de 12<sup>m</sup> de large sur 1<sup>m</sup> de haut entièrement tapissée de rosaces de cristaux de béryl, atteignant jusqu'à 8<sup>cm</sup> de diamètre. Chaque rosace était constituée par des

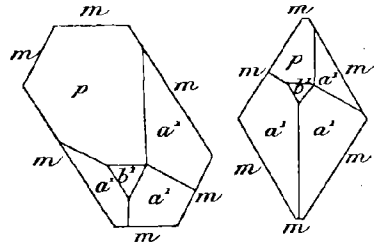


Fig. 7. Fig. 8.  
Projection, sur la base, de deux cristaux de béryl à sommets dissymétriques (La Villeder).

aiguilles d'un jaune de miel foncé partant d'un centre. Quelquefois ces cristaux étaient transparents et non fendillés. Les cristaux terminés étaient très rares : il n'était guère

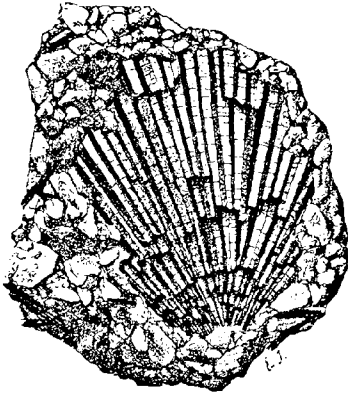


Fig. 9.

Béryl de Pont-Percé. (Réduction de 1/2.)

possible d'en isoler d'entiers. Je dois à l'obligeance de M. Le Tellier un échantillon de béryl blanc grisâtre présentant ces groupements bacillaires, dont le Muséum possède quelques bons spécimens; ils sont englobés par de la granulite à grains fins (fig. 9). Les carriers les désignent sous le nom de « Saint-Sacrement ».

Le même minéral, en cristaux plus ou moins nets, d'un vert clair, parfois transparents, se trouve aussi dans les filonnets pegmatoïdes de cette granulite, engagés soit dans le quartz, soit dans le feldspath. Ils n'ont pas, à ma connaissance, été trouvés dans les géodes qui dans ces gisements ont fourni les cristaux bien connus de « quartz enfumé. »

**Bretagne.** — *Finistère.* Le D<sup>r</sup> Le Hir a trouvé en abondance le béryl dans le Finistère (*Écho de Morlaix*, 6 mai 1842, et *Congrès scient. de Saint-Brieuc*, 1872), où ils sont engagés dans les filons de pegmatite du Fer-à-Cheval à la base du banc de Sainte-Anne en Saint-Pol, de l'île Stérec, de Mespaul, de Carrière-ar-Ménez, de la butte du moulin de Kergoulouarn (masses fibrobacillaires), de Terenez en Plougasnou, de Saint-Pol (Créach-André, Kérigou), de Roscoff, de Coat Crenn et Tromeur en Plouvorn (dans quartz des micaschistes), de Trefflez, etc.

Ce béryl forme des prismes hexagonaux (atteignant parfois plusieurs centimètres), jaunes ou vert jaunâtre, rarement vert foncé (émeraude) [dans pegmatite rose du Fer-à-Cheval en Saint-Pol], ils sont fréquemment très fendillés.

*Loire-Inférieure.* Dubuisson a cité quelques gisements de béryl dans la Loire-Inférieure; M. Baret en a découvert de nombreux autres dans lesquels il a trouvé de bons cristaux (*op. cit.* 49 et *B. S. M.* X. 131. 1887). On peut signaler à ce point de vue les localités suivantes : carrière de La Salle-Verte à Saint-Clair (avec tourmaline), Petit-Port et La Trémissinière à Nantes, Sautron (à 1 km. N. du bourg), Le Chêne-Vert



en Saint-Herblain, Orvault (avec tourmaline, apatite, almandin, autunite, etc.). Dans ces gisements, les cristaux verdâtres translucides et parfois transparents offrent les formes  $p$ ,  $m$  et sont engagés soit dans le quartz soit dans le feldspath des pegmatites. A Orvault, les cristaux de béryl ont parfois disparu, laissant un vide tapissé de petits cristaux de bertrandite.

La collection du Muséum renferme un joli cristal transparent d'un vert émeraude clair engagé dans du quartz de pegmatite de la route de Rennes à Nantes. Il n'est pas inutile de faire remarquer ici que ce gisement, qui a fourni de si beaux minéraux, est aujourd'hui épuisé.

A Saint-Clair, M. Baret a trouvé des masses bacillaires verdâtres, pesant plusieurs kilogrammes; elles sont parfois en voie de kaolinisation.

A Miséri près Nantes, le même savant a recueilli des cristaux translucides d'un vert pâle, dépassant 15<sup>cm</sup> de longueur, qui possèdent les formes  $p$  (0001),  $m$  (10 $\bar{1}$ 0),  $h^1$  (11 $\bar{2}$ 0); ils sont parfois tout à fait incolores. On les trouve dans une pegmatite à deux micras avec tourmaline, apatite, grenat, mispickel, molybdénite, érubescite, chalcopryrite, etc. (*B. S. M.* X. 131. 1887).

Nous avons signalé, M. Baret et moi (*B. S. M.* XII. 531. 1889), dans les glandules quartzes des schistes micacés de la Noeveillard en Sainte-Marie près Pornic, un cristal de béryl  $p$   $m$  aplati suivant la base.

Enfin Dubuisson a signalé les gisements suivants, que je n'ai pu visiter : Baron en Pilleux, et, à Nantes même, le cours Henri IV et le Four-au-Diable.

La fig. 10 représente un cristal de béryl bleu (Coll. du Muséum), provenant de La Salle-Verte à Saint-Clair, qui a subi des déformations mécaniques remarquables (torsion hélicoïdale).

**Pyrénées.** — *Basses-Pyrénées.* Leymerie a signalé des prismes grisâtres de béryl dans le quartz du Labourd sans indication plus précise (*Descript. géol. de la Haute-Garonne.* 1882. 212).

*Hautes-Pyrénées.* J'ai recueilli de jolis cristaux  $p$  (0001)  $m$  (10 $\bar{1}$ 0)

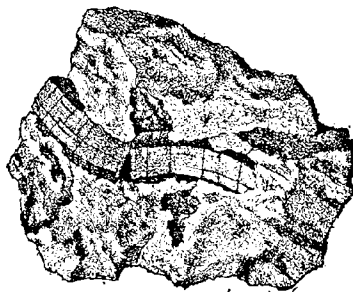


Fig. 10.  
Cristal tordu de béryl dans le quartz de La Salle-Verte. (Grandeur naturelle environ.)

blanc laiteux de béryl dans les glandules de pegmatite que l'on rencontre dans les schistes, en montant de l'hôtellerie, au pic du Midi. Ces cristaux atteignent 4<sup>cm</sup>. Au lac Bleu et près de l'émissaire, j'ai trouvé un prisme hexagonal basé, d'un bleu verdâtre pâle; il est engagé avec quartz et orthose dans une géode d'une pegmatite en filon au milieu des schistes feldspathisés.

*Haute-Garonne.* Coquand a signalé (*B. S. G.* IX. 226. 1836) de gros cristaux de béryl dans les pegmatites de la vallée de Burbe près Bagnères-de-Luchon. D'après Leymerie (*Descr. géol. de la Haute-Garonne*, 212), François a également recueilli ce minéral dans la même vallée au lieu dit Clot de Culgo. M. Gourdon a trouvé le même minéral en prismes d'un bleu ou jaune verdâtre à Luchon même, au Bosquet des Bains, dans une pegmatite à tourmaline.

*Ariège.* Les pegmatites traversant les schistes micacés du mont Fourcat renferment en assez grande abondance des cristaux de béryl (je les ai observés surtout vers le col d'Aigotorto); ce minéral est quelquefois associé à de la cordiérite, mais ne se rencontre pas avec l'andalousite : tandis que celle-ci est particulièrement fréquente dans les filons pauvres en feldspath, le béryl, au contraire, est surtout abondant dans ceux qui sont très feldspathiques. C'est dans les mêmes conditions que j'ai recueilli un gros cristal arrondi de béryl, au sud d'Ax, sur le bord du ruisseau de Gnoles peu avant d'arriver à l'étang de Naguille.

J'en ai trouvé également des cristaux de 2<sup>cm</sup> dans une pegmatite riche en tourmaline et en grenat rose saumon près du confluent de l'Oriège et du ruisseau descendant de l'étang de Baxouillade.

*Pyrénées-Orientales.* J'ai recueilli de gros cristaux de béryl, translucides, d'un blanc verdâtre, dans les pegmatites à grands éléments qui traversent le granite sur le bord de la route de Saint-Paul à Saint-Martin-de-Fenouillet et à peu de distance de ce village. Ces pegmatites à grandes lames de muscovite sont riches en tourmaline.

**Plateau Central.** — *Haute-Loire.* Le béryl a été trouvé par M. Gonnard (*C. R.* 1283. 1886) dans les veines de granulite traversant le granite de La Chaise-Dieu à environ 500 mètres au nord du bourg. Ce minéral y constitue de petits prismes hexagonaux blancs ou jaunâtres, associés au grenat almandin, à la tourmaline bacillaire et à l'apatite verte.

*Haute-Vienne.* Le béryl se trouve en grande abondance au sud de

Bessines dans les carrières de pegmatite des environs de Chanteloube. Il y a été découvert en 1801 par Lelièvre (Haüy, *op. cit.* IV. 512. 1801) et s'y est même rencontré en telle quantité dans les exploitations de feldspath qu'il a servi à une certaine époque à charger la route entre le pont de Barost et Chanteloube. Il est surtout abondant dans les carrières situées à droite de la route de Bessines à Chanteloube, bien qu'on l'ait aussi trouvé dans la carrière de La Vilate (voir à *orthose*), où il formait parfois le centre d'énormes sphéroïdes feldspathiques et micacés. La fig. 11 représente un échantillon de la collection du Muséum constitué par un de ces sphéroïdes de moindre taille.

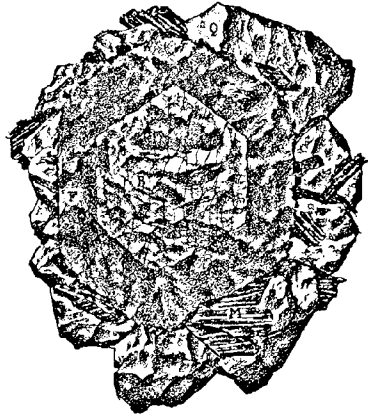


Fig. 11.

Cristal de béryl (B) entouré d'une gaine d'albite (F), puis d'un mélange de quartz (Q) et de muscovite (M). Chanteloube. (Réduction de  $\frac{1}{4}$  environ.)

Le béryl de cette région se présente d'ordinaire en masses prismatiques, généralement cannelées suivant l'axe vertical et atteignant parfois plus de 100 kg. Elles sont faiblement translucides ou opaques. Les cristaux n'ayant que quelques décimètres ou quelques centimètres sont souvent translucides, blancs ou d'un blanc verdâtre, jaunes de diverses nuances; leurs faces sont fréquemment brillantes; leur forme la plus habituelle est  $p$  (0001),  $m$  (10 $\bar{1}$ 0) (fig. 1).

Cependant on trouve parfois, à l'extrémité de gros cristaux translucides, des facettes larges et très brillantes. Grâce à l'obligeance de M. E. Bertrand et de M. Guyot de Grandmaison, j'ai pu examiner quelques pointements de ce genre: ils possèdent un aspect rhomboédrique par suite du développement exagéré de trois faces  $a^1$ . L'un des cristaux de M. Bertrand présente la combinaison  $a^1$  (11 $\bar{2}$ 1),  $b^1$  (10 $\bar{1}$ 1) et  $a_2$  (21 $\bar{3}$ 1) (fig. 12); un autre montre les faces  $b^{1a}$  (1.0. $\bar{1}$ . 14); les mesures données plus haut (Lx') sont celles que j'ai prises sur ces cristaux.

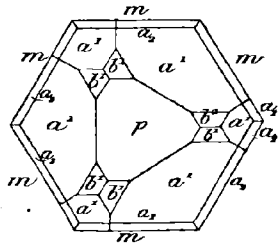


Fig. 12.

Projection sur la base d'un cristal de béryl de Chanteloube.

Dans les carrières voisines du pont de Barost, on a trouvé des cristaux de béryl absolument limpides, incolores ou bleuâtres, atteignant plusieurs centimètres de longueur et de diamètre; ils sont généralement peu allongés suivant l'axe vertical et sont engagés dans un kaolin blanc de neige formé à leurs dépens : ils sont alors corrodés (fig. 2). Ce genre d'altération a été décrit page 10. M. Damour, comme je l'ai

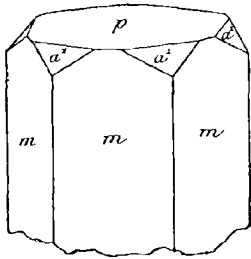


Fig. 13.  
Béryl du pont de Barost.

fait remarquer plus haut, a le premier signalé ces pseudomorphoses en kaolin dans les pegmatites de La Vilate. La forme de ces cristaux est celle du prisme hexagonal (fig. 1), avec parfois les faces  $a^1$  (fig. 13).

Des échantillons de béryl incolore ont été recueillis aussi à Margnac, aux Huréaux et à Malabard (Barret, *Géolog. du Limousin*, 1892. 55).

Le béryl transparent du Limousin a été taillé et a fourni d'assez jolies pierres; la variété lithoïde est utilisée par l'industrie chimique pour l'extraction de la glucine.

*Puy-de-Dôme.* D'après M. Gonnard (*B. S. M.* XI. 21. 1887. etc.), le minéral décrit comme béryl par Bouillet et Lecoq à Anthezat-le-Sauvetat, à la Grande-Côte près Saint-Amand-Tallende et à Roure est en réalité de l'apatite. Des cristaux de béryl verdâtre, souvent kaolinisés, se rencontrent dans la pegmatite de Biauchaud au nord de Saint-Pierre-la-Bourlhogne; ils atteignent 0<sup>m</sup>32 sur 2<sup>cm</sup>5 de diamètre (Gonnard et Adelphe : *B. S. M.* XVIII. 614. 1894).

*Loire.* En 1789, de Bournon signala aux environs de Montbrison l'existence de divers minéraux et entre autres de l'émeraude (*J. P.* 1789. 453). Quelques années plus tard, Passinges revint sur ce minéral (*J. M.* XXXVII. 203. 1797), en donna la description et signala notamment des cristaux d'émeraude « fistuleux ou percés d'un bout à l'autre ».

Dans son traité de minéralogie (IV. 361. 1801), Haüy cite ce gisement d'émeraude avec un point de doute et le fait suivre de l'observation suivante : « L'opinion qu'il existe des émeraudes en France a pour auteur le célèbre de Bournon, qui regardait comme tels de petits cristaux en prismes hexaèdres réguliers, qu'il avait trouvés dans le ci-devant Forez, où ils occupaient le même filon de feldspath qui a offert depuis à l'observation de ce minéralogiste la substance que nous

avons nommée feldspath apyre [andalousite]. La dureté de ces cristaux variait beaucoup : les uns, suivant Bournon, avaient celle de l'émeraude ordinaire et les autres se laissaient facilement entamer. J'en ai vu, dans la collection du cit. Gillet, sur lesquels la pointe d'un couteau laissait une trace très sensible. Leur couleur est tantôt uniformément verdâtre et tantôt en partie verdâtre, en partie grise. »

L'année suivante, de Bournon répliqua (*Philos. Trans. London.* 1802. p. 94 du tirage à part), en maintenant son opinion.

Enfin, tout récemment M. Gonnard (*B. S. M.* VII. 467. 1884), en cherchant à retrouver le gisement du minéral en question, rencontra sur les bords du Vizézy, aux environs de Montbrison, des filons de pegmatite à cordiérite renfermant de petits cristaux d'apatite qui répondent assez bien à la description des auteurs précédents.

La collection du Muséum possède l'échantillon qu'Haüy dit avoir examiné chez Gillet de Laumont. Il porte l'étiquette suivante : « Émeraude des environs de Montbrison en Velay. Bournon. » Il faisait partie de la collection Gillet de Laumont acquise en 1835 par le Muséum. Il est facile de le reconnaître à la description donnée par Haüy. On y distingue plusieurs cristaux de la forme  $m$  (10 $\bar{1}$ 0),  $p$  (0001),  $b^1$  (et non  $b^{1/2}$ ); le plus grand a environ 2 millimètres suivant l'axe vertical et 1 millimètre de diamètre dans la base.

J'ai pu m'assurer, par un essai chimique, que le minéral est de l'apatite (*B. S. M.* XVII. 41. 1894).

*Rhône.* Le béryl a été cité aux environs de Lozanne, de Dommartin, à l'île Barbe, avec grenat, apatite, tourmaline, etc. (Drian, *op. cit.*, 134; Gonnard : *B. S. M.* VI. 1889).

La collection du Muséum possède un échantillon d'une pegmatite rose à tourmaline montrant un cristal de béryl jaunâtre en voie de kaolinisation et provenant de Maltaverne sur la route de Chessy à Lyon.

*Allier.* La granulite de Droiturier près La Palisse, employée pour le pavage de la ville de Clermont, renferme (Gonnard : *B. S. M.* XV. 32. 1892), dans ses parties pegmatoïdes, de gros cristaux blanc verdâtre opaques de béryl. Le minéral se trouve aussi en petits cristaux limpides  $pm$  transparents (3 à 4<sup>mm</sup>) dans des géodes de la même roche, qui contient localement un peu de molybdénite.

*Saône-et-Loire.* Les pegmatites des environs d'Autun sont riches en cristaux de béryl blanc verdâtre, rarement transparents, qui atteignent

souvent plus d'un décimètre. Ils y ont été découverts par Champeaux au commencement du siècle. Le gisement le plus remarquable à ce point de vue est le parc de Montjeu. Le béryl y est généralement engagé dans le quartz grisâtre d'une pegmatite à très grands éléments; il y est associé à d'énormes cristaux de tourmaline et à de gros trapézoédres de grenat almandin. Les formes habituelles sont  $p$  (0001),  $m$  (10 $\bar{1}$ 0) et souvent  $h^1$  (11 $\bar{2}$ 0),  $h^2$  (21 $\bar{3}$ 0) (fig. 14 et 15). Quelques cristaux

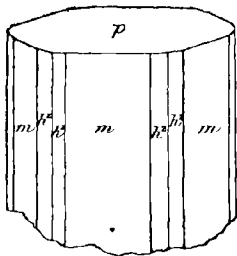


Fig. 14.

Béryl de Montjeu.

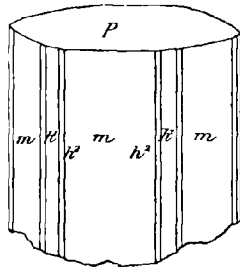


Fig. 15.

sont déformés par développement anormal de deux ou plusieurs faces  $m$ .

Les cristaux présentent parfois de remarquables phénomènes de torsion (fig. 16); dans d'autres cas, des cristaux brisés en plusieurs tronçons sont ressoudés par du quartz.

Le béryl de Montjeu est

très riche en inclusions liquides à bulle mobile.

Les autres gisements à citer sont : Broye, Marmagne, Saint-Symphorien-de-Marmagne, etc. Dans ces derniers gisements, le béryl est très souvent engagé dans le feldspath, et parfois en voie de kaolinisation.

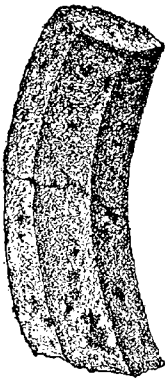


Fig. 16.

Cristal tordu de béryl de la pegmatite de Montjeu.

Lorsqu'on veut extraire de ces roches les cristaux de béryl, ils se brisent avec la plus grande facilité. Afin de les obtenir entiers, il est bon de laisser à l'air pendant quelques jours les blocs extraits; les cristaux perdent alors leur eau de carrière, prennent de la solidité et peuvent être extraits plus aisément de leur gangue.

**Vosges.** — M. Vélain a trouvé de gros cristaux translucides de béryl associés à la tourmaline et au grenat dans les pegmatites à mica palmé de l'Étang d'Huchère à Saint-Nabord; de petits cristaux du même minéral ont été rencontrés à Raon-l'Étape par le même géologue.

**Alpes.** — *Massif du mont Blanc. Haute-Savoie.* Soret a décrit en 1820 (*Bull. Soc. philomatique*), sous le nom de « corindon », de jolis

prismes hexagonaux d'un bleu foncé, engagés dans un granite (protogine) trouvé au pied de l'aiguille de Charmoz. M. Spezia montra, en 1875 (*Atti della R. Accad. Scienze di Torino*, XI. 82), que le minéral en question était du béryl. M. des Cloizeaux arriva aux mêmes conclusions par l'étude des propriétés optiques (*B. S. M.* IV. 94. 1881). M. Michel-Lévy a décrit la roche et montré sa richesse en épidote (*B. S. F.* n° 9. I. 13. 1890). Dans son mémoire sur la protogine du mont Blanc, M. Mrazec (*Thèse*. Genève, 1892. p. 42) a donné une analyse (c) de ce béryl, qui constitue jusqu'à 10 % de la roche qui le contient.

Le gisement en place est inconnu. Cette roche, très rare aujourd'hui, se rencontrait autrefois dans les éboulis de l'un des grands couloirs descendant de l'aiguille de Charmoz, du côté de la Mer de Glace. Ce béryl, d'un très joli bleu, est très pléochroïque; il présente les formes  $p$  (0001),  $m$  (10 $\bar{1}$ 0).

M. Brun a signalé (*Z. K.* V. 104. 1880) de petits cristaux de béryl dans les moraines du glacier de Miage.

**Madagascar.** — M. Damour a décrit (*B. S. M.* IX. 153. 1886) un fragment de cristal de béryl rose, fendillé et ressemblant à du quartz; par places, il est transparent et constitue une véritable pierre précieuse. Il a été donné comme provenant de Farafatrana (côte orientale de l'île); il était accompagné de tourmaline, de quartz, de triphane, etc.

C'est sur un fragment que je dois à la bienveillance de M. Damour qu'ont été mesurés les indices donnés plus haut.

M. Suberbie a rapporté de Madagascar (rivières descendant du massif d'Ankaratra sur la côte occidentale) des fragments transparents de béryl aigue-marine bleuâtre.

### 3° Dans les micaschistes.

**Bretagne.** — *Loire-Inférieure.* Dans la collection du Muséum se trouve un échantillon de micaschiste à biotite indiqué comme provenant des environs immédiats de Nantes; il renferme des cristaux d'émeraude d'un vert superbe; ils ont près d'un centimètre suivant l'axe vertical et sont transparents.

### Gisements incertains.

**Pyénées.** — *Arège.* M. Boubée a signalé (*Bull. d'hist. nat.* 6° section, p. 8) des cristaux d'aigue-marine limpide dans un filon de

civre pyriteux à gangue quartzeuse près de Saint-Lary dans la Val-longue. Je n'ai pu vérifier cette observation, qui demande confirmation.

**Alpes.** — *Isère.* D'après une note de M. Héricart de Thury publiée par Lucas dans son *Tableau des Espèces minérales*, 1813. 138, des cristaux nets et transparents de béryl blanc verdâtre auraient été trouvés, par Schreibert, avec quartz, anatase, feldspath, rutile et chlorite, près de la cascade de l'Enversin en Vaujany (Oisans). Depuis lors, ce minéral n'a plus été cité par personne; il n'existe, à ma connaissance, dans aucune collection, et il est très probable que la substance à laquelle il est fait allusion est la phénacite décrite tome I, page 203<sup>1</sup>.

1. Depuis la publication du tome I, nous avons pu, M. des Cloizeaux et moi (*C. R.* CXVI. 1231. 1893), étudier de beaux cristaux de ce minéral et nous assurer de l'exactitude de la conclusion formulée, page 203 (tome I), au sujet de l'assimilation à la phénacite des petits prismes du Dauphiné, décrits comme tourmaline incolore. L'échantillon de la collection du Muséum que nous avons examiné est indiqué comme provenant de Saint-Christophe-en-Oisans.

---



## POLYSILICATES

---

### GROUPE DES FELDSPATHS

Les minéraux constituant le groupe des feldspaths présentent entre eux de nombreux caractères communs; leurs formes cristallines sont voisines, bien que les uns soient monocliniques et les autres tricliniques. Ils possèdent deux clivages faciles faisant entre eux un angle de  $90^\circ$  (feldspaths monocliniques) ou voisin de  $90^\circ$  (feldspaths tricliniques).

Leur densité varie de 2,5 à 2,9; leur dureté est de 6 à 6,5.

A l'état frais, ils sont incolores, vitreux, mais ils prennent fréquemment par altération une couleur grise, jaune, verte, rouge, etc.

Au point de vue chimique, ce sont des silicates d'aluminium, de potassium, de sodium ou de calcium, avec rarement du baryum.

Les feldspaths ont une importance considérable, non seulement à cause de leurs propriétés intrinsèques et des questions théoriques que soulève leur étude, mais encore en raison du rôle considérable qu'ils jouent dans la nature. Ils forment l'un des éléments essentiels de la plupart des roches éruptives et métamorphiques; ils se rencontrent dans nombre de roches sédimentaires. Vouloir étudier à fond toutes les manières d'être des feldspaths serait en somme écrire un traité de pétrographie. Le cadre restreint de cet ouvrage me force à ne donner sur ce sujet que des notions générales, limitées aux catégories de gisements existant en France.

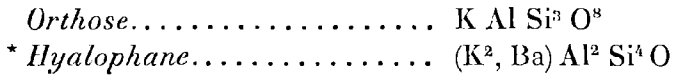
On peut classer les feldspaths en deux grands groupes, d'après leur système cristallin :

- a) feldspaths monocliniques;
- b) feldspaths tricliniques.

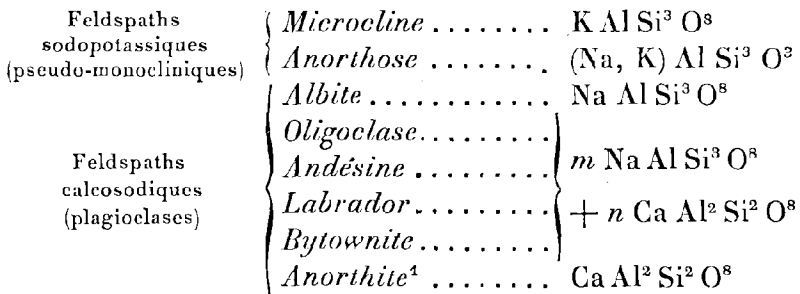
Les divisions secondaires établies dans chacune de ces séries sont basées sur la composition chimique, dont les variations entraînent des

différences dans les diverses propriétés physiques. Le tableau suivant comprend les divers types feldspathiques.

a) Feldspaths monocliniques



b) Feldspaths tricliniques



Les relations existant entre les propriétés optiques et les propriétés cristallographiques de ces divers feldspaths seront exposées dans le premier des paragraphes consacrés aux plagioclases.

Afin d'éviter les répétitions et avant d'aborder l'étude particulière des deux séries feldspathiques, je m'occuperai d'un certain nombre de caractères communs aux feldspaths en général.

*Faciès des cristaux.* Les cristaux simples des divers feldspaths, bien que se présentant avec une abondance très inégale dans chacun d'eux, se rapportent tous à un petit nombre de types. Les différences angulaires que l'on observe entre les feldspaths monocliniques et les feldspaths tricliniques sont assez peu considérables pour que tous les feldspaths présentent un *air de famille*, qui les fait aisément reconnaître.

1. Une anorthite de baryte (celsian) vient d'être découverte à Jacobsberg (Suède) dans un gisement de magnétite. Ce feldspath avait été obtenu autrefois par MM. Fouqué et Michel-Lévy (par fusion ignée des éléments), ainsi que les divers autres plagioclases.

Je vais énumérer rapidement ces divers types : les figures ci-jointes représentent la combinaison la plus pauvre en faces ; les combinaisons plus compliquées seront décrites plus loin dans l'étude particulière des gisements des différents feldspaths.

Type I. Cristaux aplatis suivant  $g^1$  (010), allongés suivant l'axe vertical (fig. 1).

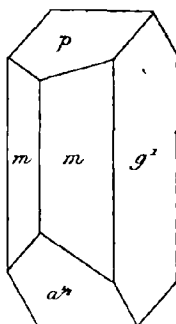


Fig. 1.  
Type I (orthose).

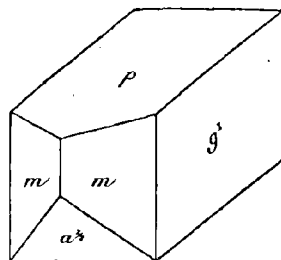


Fig. 2.  
Type II (orthose).

Type II. Cristaux allongés suivant l'arête  $p g^1$  (001) (010) ; ces cristaux ont l'apparence de baguettes quadrangulaires (fig. 2).

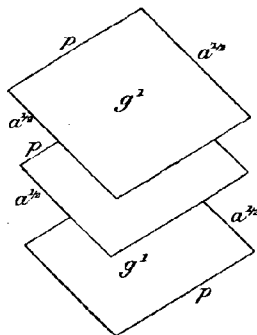
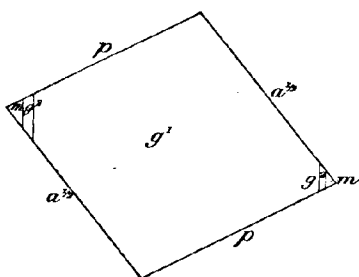


Fig. 3 et 4. Type III.  
Projection sur  $g^1$  (010) de microlites d'orthose, aplatis suivant  $g^1$  (010).

Type III. Cristaux lamelleux suivant  $g^1$  et limités le plus souvent par les faces  $p$  (001),  $a^{1/2}$  ( $\bar{2}01$ ) (fig. 3) ou  $a^1$  ( $\bar{1}01$ ) (fig. 5) ; ils présentent fréquemment des groupements suivant l'axe vertical en forme de dents de

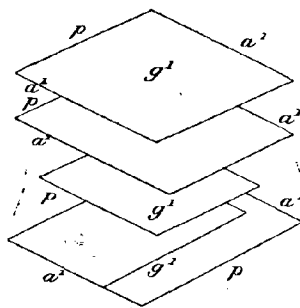
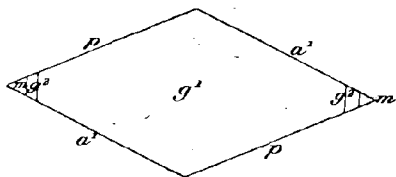


Fig. 5 et 6. Type III.  
Projection sur  $g^1$  (010) de microlites d'orthose, aplatis suivant  $g^1$  (010).

scie (fig. 4 et 6) ; c'est la forme de beaucoup de microlites feldspathiques.

Ces trois types simples existent dans tous les feldspaths; les autres n'ont pas bien développés que dans quelques-uns d'entre eux.

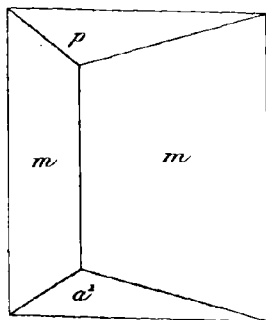


Fig. 7. Type IV.  
Adulaire.

Type IV. Cristaux allongés suivant l'axe vertical, ne présentant dans la zone prismatique que les faces  $m$  (110) très développées; c'est le type habituel de la variété d'orthose désignée sous le nom d'*adulaire* (fig. 7).

Type V. Cristaux allongés suivant l'arête de zone  $p h^1$  (001)(010); type de certains cristaux d'albite (*péricline*) (voir fig. 16), très rarement d'orthose.

Type VI. Cristaux aplatis suivant  $p$  (001) et d'ordinaire également développés suivant les axes  $a$  et  $b$  (fig. 8); ce type est réalisé par l'orthose de quelques gisements volcaniques, des calcaires, etc.

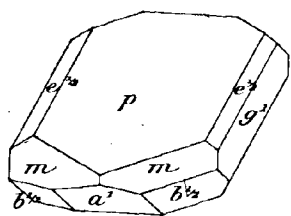


Fig. 8. Type VI.  
Orthose aplatie suivant  $p$  (001).

Type VII. Cristaux allongés suivant une arête  $g^1 a^1$  (010) ( $\bar{1}01$ ) et aplatis suivant une face de la zone  $g^1 a^1$  perpendiculaire à  $g^1$ ; je ne connais cet allongement que dans l'albite (voir à cet article).

Ces divers types viennent se compliquer par l'existence de macles suivant les diverses lois qui vont être énumérées.

**Macles.** Les feldspaths présentent, en effet, des macles nombreuses.

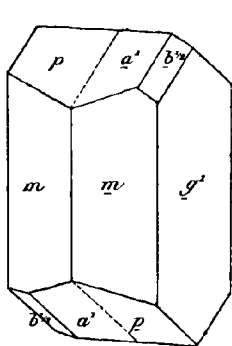


Fig. 9.  
Macle de Carlsbad par accolement (orthose).

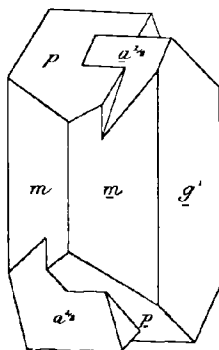


Fig. 10.  
Macle de Carlsbad par pénétration (orthose).

accollés et ne présentent parfois pas d'angles rentrants (orthose) (fig. 9),

1°. Macle de Carlsbad.  
— Macle par rotation de  $180^\circ$  autour de l'axe vertical. La face d'association est généralement  $g^1$  (010). On verra, à l'*orthose* et à l'*albite*, que la face d'association est parfois une face perpendiculaire à  $g^1$  (010) faisant partie de la zone verticale [ $h^1$  (100) pour l'*orthose*] ou une face perpendiculaire à l'axe vertical. Ces cristaux maclés sont

ou interpénétrés (fig. 10); ils sont généralement constitués par deux individus, rarement par un plus grand nombre (fig. 8 de l'orthose).

2°. Macle de Four-la-Brouque ou de Manebach<sup>1</sup>. — Plan (d'assemblage  $p$  (001) et axe de rotation perpendiculaire à  $p$  (001) fig. 11).

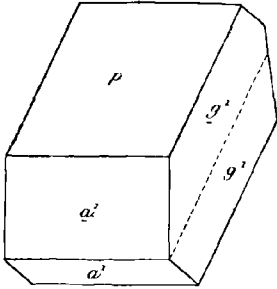


Fig. 11.  
Macle de Four-la-Brouque (orthose des granulites).

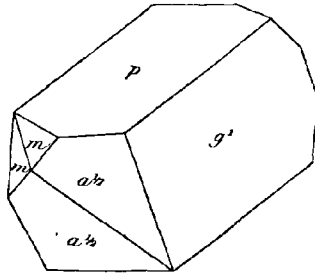


Fig. 12.  
Macle de Baveno (orthose).

3°. Macle de Baveno. — Plan d'assemblage  $e^{1/2}$  (021) dans l'orthose,  $i^{1/2}$  (021) dans les feldspaths tricliniques et axe de rotation perpendiculaire (fig. 12). Les cristaux maclés suivant cette loi sont toujours allongés suivant  $pg^1$  et parfois en outre aplatis suivant  $p$ .

Ces macles sont communes à tous les feldspaths sans exception; elles sont généralement simples.

Les suivantes sont particulières aux feldspaths tricliniques.

4°. Macle de l'albite. — Plan d'assemblage  $g^1$  (010) et axe de rotation perpendiculaire à cette même face (fig. 13). La macle est presque toujours polysynthétique et détermine sur le clivage  $p$  (001)

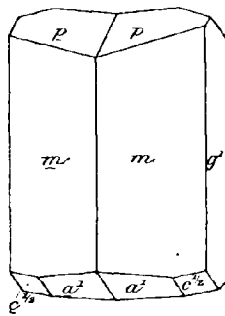


Fig. 13.  
Macle de l'albite (albite).

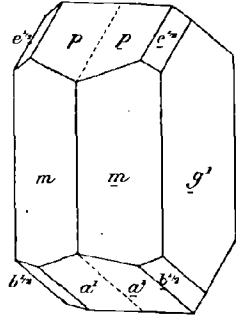


Fig. 14.  
Macle de l'albite (orthose).

1. Cette macle a été décrite pour la première fois par Haüy (*op. cit.* II. 603. 1801) d'après des cristaux provenant de La Clayette (*Saône-et-Loire*) (voir plus loin). Le nom de « macle de Four-la-Brouque » a été proposé par M. Gonnard pour rappeler son extrême abondance dans le gisement auvergnat de ce nom.

2. Les faces  $m$ ,  $a^{1/2}$ ,  $p$ ,  $g^1$  de la partie supérieure de la figure doivent porter une barre inférieure.

des cannelures parallèles à la trace de  $g^1$  (010), produites par des angles alternativement rentrants et saillants; ces cannelures sont caractéristiques des plagioclases : elles y sont presque constantes.

La macle de l'albite existe aussi dans l'orthose, mais, ce minéral étant monoclinique, l'axe de rotation perpendiculaire à  $g^1$  (010) est un axe de symétrie binaire : la macle consiste alors simplement dans l'accolement de deux cristaux semblablement orientés (fig. 14).

5°. **Macle du Roc Tourné.** — Cette macle, qui, en France, n'existe que dans l'albite de certains gisements, sera étudiée en détail à l'article *albite*. Je ferai seulement remarquer ici qu'elle consiste en une double macle de l'albite; deux groupes de cristaux maclés suivant la loi de l'albite sont maclés entre eux à nouveau suivant la même loi et interpénétrés de telle sorte que l'on peut considérer la forme d'accolement théorique comme étant la face de la zone verticale exactement perpendiculaire à  $g^1$  (010), c'est-à-dire une face voisine de  $h^1$  (100). En réalité, il n'y a pas accolement suivant un plan, mais interpénétrations irrégulières. Les cristaux maclés suivant cette loi sont toujours aplatis suivant  $g^1$  (fig. 15).

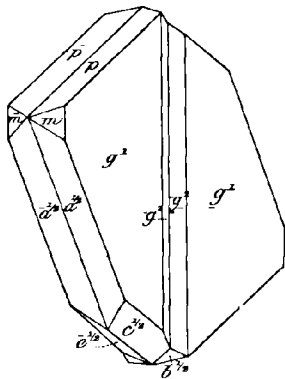


Fig. 15.

Macle du Roc Tourné de deux groupes de cristaux maclés suivant la loi de l'albite (albite du Roc Tourné).

6°. **Macle de la péricline.** — Le plan d'assemblage présente une orientation variable suivant les types feldspathiques, mais il reste voisin de  $p$  (001) (voir à *plagioclases*). L'axe de rotation est l'axe  $b$  [arête  $p h^1$  (001) (100)]. Cette macle est polysynthétique comme les précédentes et n'est généralement visible qu'à l'aide des propriétés optiques.

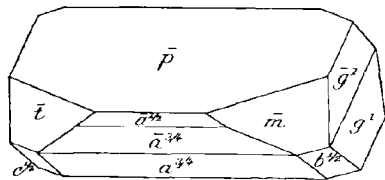


Fig. 16.

Macle de la péricline (albite, var. péricline).

Toutefois, les cristaux d'albite (*péricline*) la présentent parfois à l'état macroscopique : ils sont allongés suivant l'arête  $p h^1$  (fig. 16).

7°. **Macle du microcline.** —

Cette macle se rencontre d'une façon constante dans le microcline (voir plus loin) : elle ne diffère de la précédente qu'en ce que le plan d'assemblage est très éloigné de  $p$  (001). Il fait dans  $g^1$  (010) un angle de  $99^\circ$  avec  $p$  (001) et de  $17^\circ$

avec  $h^1(100)$  [dans l'angle obtus  $p h^1(001)(100)$ ]; il est par suite très voisin de  $a^{1/4}(\bar{4}01)$ , car dans l'orthose on a (angles des normales) :

$$p a^{1/4} = 99^{\circ}3', \quad a^{1/4} h^1 = 17^{\circ}4'.$$

Cette macle est toujours polysynthétique; associée à celle de l'albite, elle n'est pas visible à l'œil nu.

8°. Macle de l'Esterel. — Cette macle a été signalée par M. des Cloizeaux dans l'andésine de l'Esterel (c'est à cause de cette circonstance que je la désigne sous le nom de « macle de l'Esterel ») et dans l'albite d'Ala. Elle a pour face d'association  $p(001)$  comme la macle de la péricline, mais l'axe de rotation est l'axe  $a$  (arête  $pg^1$ ); les cristaux qui la présentent offrent une apparence extérieure analogue à ceux qui sont maclés suivant la loi de Four-la-Brouque. Cette macle sera étudiée en détail à l'article *andésine* : on y verra qu'au point de vue optique elle possède une particularité intéressante.

Je ne m'occuperai pas des groupements plus complexes et fort rares qui ont été signalés dans des cristaux d'orthose du Saint-Gothard et qui ne sont pas réalisés dans les gisements étudiés dans cet ouvrage.

Combinaison de ces diverses macles. — Les cristaux maclés de feldspath sont souvent fort complexes; cela tient à diverses causes :

1° A ce que les formes des éléments constitutifs de la macle peuvent varier d'un échantillon à l'autre ;

2° A ce que les diverses macles peuvent se combiner entre elles de la façon la plus variée.

Dans les feldspaths tricliniques, les macles de l'albite, de la péricline et de Carlsbad coexistent très fréquemment, sans que pour cela la structure extérieure soit compliquée, les macles de l'albite et de la péricline ne constituant alors que des lames polysynthétiques microscopiques.

Je décrirai plus loin les groupements d'orthose des rhyolites (porphyres) présentant des associations des diverses macles de Carlsbad, de Baveno, de Four-la-Brouque, soit entre elles, soit avec des cristaux simples.

Dans l'albite des calcaires des Alpes et des Pyrénées, on rencontre fréquemment des combinaisons multiples des macles de l'albite, de Carlsbad et du Roc Tourné dans lesquelles les formes accessoires de chacun des individus composants peuvent elles-mêmes varier.

Les macles de l'albite, de la péricline et de l'Esterel s'associent dans l'andésine de l'Esterel.

*Associations régulières des feldspaths entre eux ou avec d'autres minéraux.* En outre des groupements réticulaires qui viennent d'être décrits, les feldspaths présentent souvent d'autres genres de groupements réguliers, qui peuvent être très variés :

1° Groupements de deux ou plusieurs feldspaths entre eux ;

2° Groupements des feldspaths avec d'autres minéraux.

Groupement des feldspaths entre eux. — L'étude des roches a montré que les groupements de ce genre sont extraordinairement fréquents. Deux ou plusieurs feldspaths sont associés de telle façon que leurs axes cristallographiques sont sensiblement dans la même direction. Il semble au premier abord qu'il ne puisse pas y avoir facilement de groupements réguliers de ce genre entre les feldspaths tricliniques et les feldspaths monocliniques, mais il se passe là un fait fréquent dans l'histoire des minéraux à forme limite : l'inclinaison des axes  $yz$  et  $xy$  des feldspaths tricliniques n'étant pas très différente de  $90^\circ$  et les paramètres étant voisins de ceux de l'orthose, ce dernier feldspath participe aux groupements au même titre que les feldspaths tricliniques.

Ces groupements peuvent se produire de trois façons différentes :

a) Par périclase. — Ce cas est fréquent pour l'albite qui se forme sur l'orthose ou le microcline ; sur les cristaux de ces derniers viennent s'implanter des cristaux d'albite disposés de telle sorte que les faces  $g^1$  (010) des deux minéraux coïncident. Ils sont bientôt enveloppés par un ou plusieurs cristaux d'albite semblablement orientés. Les faibles différences angulaires existant entre l'angle  $pg^1$  (001) (010) des deux minéraux permettent d'obtenir simultanément un clivage de l'assemblage. L'examen microscopique fait voir que peu à peu le feldspath potassique est imbibé d'albite, qui finit parfois par l'épigéniser totalement. Ces groupements sont réalisés en grand dans les pegmatites, où ils sont généralement d'origine secondaire, l'albite étant formée par altération de l'orthose ou du microcline. Inversement il existe des groupements d'orthose (adulaire) sur albite qui seront étudiés plus loin à l'article *orthose* : je les considère comme d'origine primaire.

J'ai fait voir (*Les encl. des roches volc.*) que, dans les roches (granite, gneiss) enclavées par les roches volcaniques et notamment par les trachytes du Mont Dore, etc., les feldspaths (orthose, oligoclase) ont été souvent corrodés par voie métamorphique. Sur leurs débris est venu cristalliser l'orthose néogène, dont les cristaux renferment ainsi



un petit squelette ancien qui leur a servi de point de départ et a déterminé leur orientation cristallographique (fig. 17).

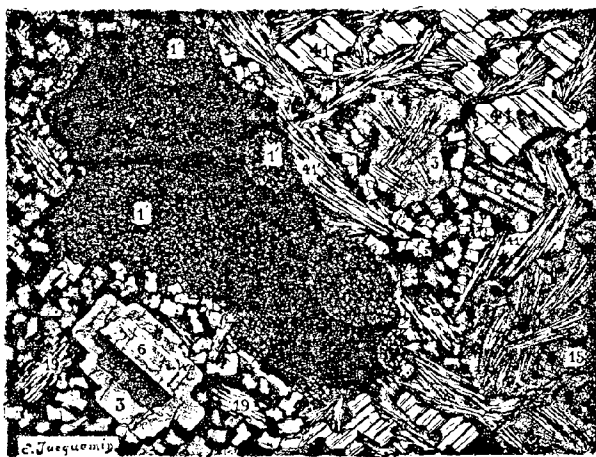


Fig. 17.

Lame mince d'une enclave de gneiss dans une andésite du Lioran. Les éléments anciens sont formés par de la sillimanite (41), de l'andaloussite (41), de la biotite (19), de la cordiérite (15) et de l'oligoclase (3). Celle-ci est par places entourée par de l'orthos néogène. Une large cavité est tapissée de tridymite. (Lumière polarisée.)

Des faits du même genre s'observent dans les roches volcaniques, où les grands cristaux intratelluriques renferment souvent à leur centre un fragment corrodé d'une autre espèce feldspathique, soit que ce fragment représente réellement une enclave, soit que de brusques changements dans les conditions physiques ou chimiques du magma aient amené la dissolution partielle des cristaux déjà formés; dans ce cas, cependant, on observe plus fréquemment les feldspaths régulièrement zonés qui vont être étudiés plus loin.

a) Perthite et micropertthite. — On donne ce nom à l'interpénétration de deux ou plusieurs feldspaths (feldspaths acides : orthose, microcline, anorthose, albite) qui possèdent la même orientation géométrique : faces  $g^1(010)$  communes, faces  $p(001)$  aussi voisines que le comporte la valeur des angles  $pg^1$  des individus composants. Le feldspath dominant forme en quelque sorte la charpente de l'édifice, dont l'autre ou les autres feldspaths constituent le remplissage sous forme de facules plus ou moins abondantes et régulières; celles-

ci sont macroscopiques (*perthite*). Dans le gisement classique de Perth (Canada), l'orthose rougeâtre englobe l'albite blanche.

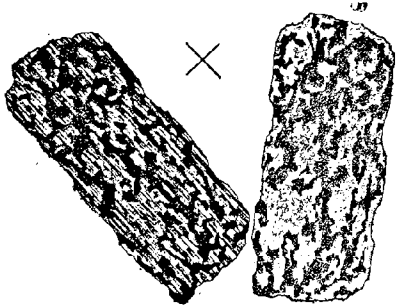


Fig. 18.

Lame mince d'un cristal de feldspath de la syénite néphélinique de Pouzac (*Hautes-Pyrénées*). Microperthite d'orthose sodique et d'anorthose maculée suivant la loi de l'albite. Dans la figure de droite l'assemblage a été placé dans l'une des positions d'éclaircement commun faisant disparaître les macles de l'anorthose.

Le plus généralement, et c'est le cas des feldspaths français, ces groupements ne peuvent être décelés que par l'étude microscopique (fig. 18).

On peut distinguer les divers types suivants : *orthose microperthitique*, *microcline microperthitique*, suivant que c'est l'orthose ou le microcline qui englobe les facules d'albite ou d'anorthose.

M. Brögger a donné le nom de *kryptoperthite* à des groupements submicroperthitiques d'orthose et d'albite qui, aux faibles grossissements,

se comportent comme un minéral homogène (orthose sodique) et ne peuvent être étudiés qu'aux plus forts grossissements (voir à *microcline*) : leur composition chimique correspond, du reste, à cette hypothèse.

La production d'albite secondaire du type précédent fournit des microperthites, mais souvent aussi celles-ci sont le résultat direct de la cristallisation (syénite néphélinique de Pouzac, albitites de la Sarthe (voir à *albite*), etc.).

c) *Feldspaths zonés*. — Tandis que les microperthites s'observent surtout dans les feldspaths acides, les feldspaths zonés sont plus fréquents dans la série basique, bien qu'on les constate d'une extrémité à l'autre du groupe des feldspaths.

Dans les feldspaths zonés, le cristal est formé de zones concentriques plus ou moins nombreuses, généralement régulières et emboîtées les unes dans les autres. La plus extérieure donne au cristal sa forme apparente. L'examen microscopique fait voir, d'après la forme de ces diverses zones d'accroissement, que fort souvent le cristal n'a pas eu la même forme extérieure aux divers stades de sa formation. Certaines zones peuvent présenter des particularités de structure, de couleur, dues à l'existence dans les unes d'inclusions qui manquent dans les autres, etc.

Ces diverses zones sont constituées par des feldspaths de composition différente; les plus basiques sont généralement au centre du

crystal, mais ce fait souffre des exceptions. Dans le premier cas, les diverses zones se succèdent régulièrement dans leur ordre de basicité

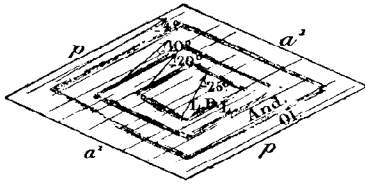


Fig. 19.

Face  $g^1$  (010) d'un cristal feldspathique zoné du trachyte augitique à olivine de La Morangie (Puy-de-Dôme). La basicité croît de la périphérie au centre [Ol, oligoclase-andésine, And. andésine, L. labrador, L.B. Labrador-bytownite].

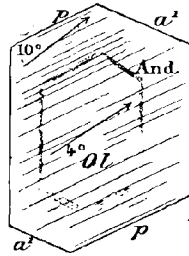


Fig. 20.

Face  $g^1$  (010) d'un cristal feldspathique d'une andésite augitique du Lioran. La basicité décroît de la périphérie au centre [And. andésine, Ol. oligoclase-andésine].

croissante en allant de la périphérie au centre (fig. 19); plus rarement c'est l'inverse qui a lieu (fig. 20). Dans d'autres cas, il y a des sauts brusques d'un type basique à un type acide (fig. 21). Enfin, parfois on observe des retours (simples ou alternatifs) à la composition d'une zone précédente (fig. 22) (voir aussi les deux photographies reproduites plus loin, aux généralités des *plagioclases*).

Ces variations de structure peuvent être souvent mises en évidence par l'altération de certaines zones, alors que d'autres restent intactes, ou grâce à des essais chimiques (la facile attaque par un acide de l'anorthite, par exemple, quand elle est associée à un feldspath inattaquable). Mais l'examen des propriétés optiques de ces diverses zones (et particulièrement la méthode de l'éclaircissement commun étudiée par M. Michel-Lévy) est le procédé le plus propre à mettre en évidence leur véritable nature (voir à *plagioclases*).

L'interprétation théorique du mode de genèse de ces cristaux zonés est facile. A mesure qu'il se produit des cristallisations feldspathiques dans un magma en voie de consolidation, la composition de ce dernier se transforme, celle des produits formés se modifie en même temps.

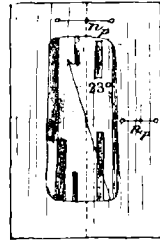


Fig. 21.

Face perpendiculaire à la bissectrice aiguë de la périphérie d'un cristal zoné, formé au centre par du labrador, à l'extérieur par de l'anorthose (Labradorite diabasique de Beaulieu (Bouches-du-Rhône)).

Quand ces variations sont très lentes ou quand la cristallisation feldspathique est très rapide, les cristaux formés

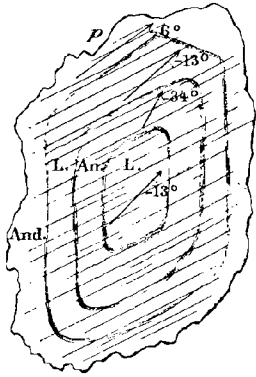


Fig. 22.

Face  $g^4$  (010) d'un cristal zoné du granite amphibolique de Vaugneray (Rhône). Il y a alternance de zones de basicité variée. [And. andésine, L. labrador, An. anorthite.] Le feldspath le plus basique n'est pas au centre.

sont homogènes ; dans le cas contraire, ils sont zonés. Si les variations de composition sont faibles, les zones d'accroissement ont des propriétés voisines ; quand, au contraire, la composition ou la température du magma varie beaucoup, les cristaux déjà individualisés peuvent se dissoudre partiellement ou être enveloppés par des espèces feldspathiques de composition éloignée : ces cristaux produits dans des magmas de composition et de saturation différentes peuvent en outre donner naissance à des formes éphémères dont la trace n'est souvent laissée que par des traînées d'inclusions.

**Groupements réguliers de feldspaths avec d'autres substances.** — Les groupements réguliers de feldspaths<sup>1</sup> avec d'autres substances présentent des types fort nombreux. On peut les classer de la façon suivante :

- |  |  |   |
|--|--|---|
| a) un cristal unique de feldspath englobe un autre minéral   | $\left\{ \begin{array}{l} \alpha. \text{ possédant une orientation uniforme.} \\ \beta. \text{ possédant des orientations quelconques.} \end{array} \right.$ | $\left\{ \begin{array}{l} \text{groupements pegmatiques et micropegmatiques.} \\ \text{groupements pœcilitiques et micropœcilitiques.} \end{array} \right.$ |
| b) plusieurs cristaux de feldspath à orientation quelconque sont englobés par un autre minéral à orientation unique. |  | groupements ophitiques.   |
| c) plusieurs cristaux de feldspath à orientation quelconque englobent un autre minéral à forme dentelée.             |  | groupements dentelliformes.   |

a) —  $\alpha$ . *Groupements pegmatiques et micropegmatiques.* — Ce genre de groupement est celui qui est bien connu dans la *pegmatite graphique*. Des cristaux cristallitiques de quartz, allongés suivant l'axe vertical, sont disposés en grand nombre dans un cristal de feldspath, de telle sorte qu'une section perpendiculaire à l'axe vertical de l'un d'eux coupe transversalement tous les autres (fig. 23).

1. Par extension, quand ces groupements affectent la totalité ou une grande partie des feldspaths de la roche qui les renferme, celle-ci est dite posséder la structure pegmatoïde, pœcilitique ou ophitique.

Dans les syénites néphéliniques, on observe plus rarement des pegmatites graphiques de feldspath et d'ægyrine<sup>1</sup>.

Dans les micropegmatites, ces mêmes pegmatites graphiques se rencontrent, mais dans la pâte microscopique; tantôt elles sont distribuées sans ordre dans la roche, tantôt elles sont groupées autour d'un minéral plus ancien (quartz ou feldspath) sur lequel s'oriente l'élément semblable de la micropegmatite (*micropegmatite à quartz* ou *feldspath auréolé* (fig. 24) de M. Michel-Lévy) : ce genre de groupement est très fréquent.

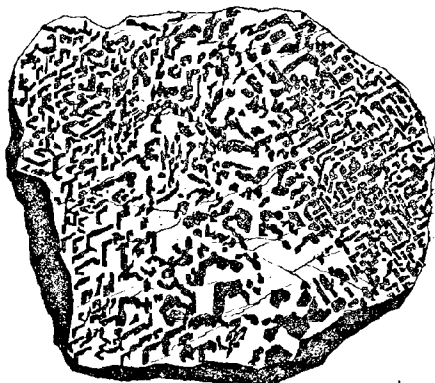


Fig. 23.

Groupement pegmatique de quartz et d'orthose (pegmatite graphique (d'Ax)). (Grandeur naturelle.)

Dans d'autres cas, l'auréole n'est pas constituée par un cristal

unique, mais par des plages à orientation différente (*micropegmatite à étoilement*) (fig. 25, en haut); souvent même le fragment central des figures données plus haut disparaît et la micropegmatite forme des sortes de larges sphérolites. Le quartz est alors en éléments très fins; souvent même il ne se voit qu'avec de fort grossissements, sur leur bord, et ces groupements (fig. 25, à gauche en bas), passent alors par gradations insensibles à de véritables

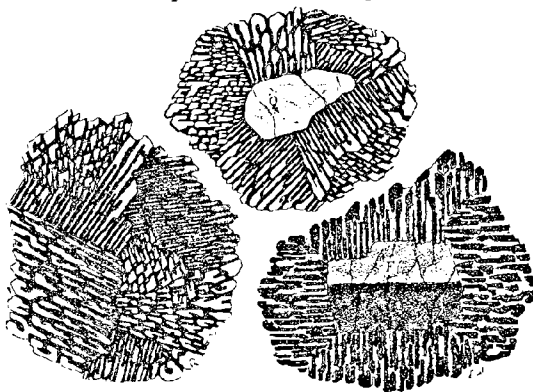


Fig. 24.

Micropegmatites auréolées. (Lame mince de la micropegmatite de Calasima (Corse). En haut, un grain de quartz (Q) est entouré d'une auréole de micropegmatite d'orthose et de quartz, dont le quartz est orienté comme le grain central (le feldspath a été éteint). A droite en bas, c'est l'inverse qui se produit: le feldspath a été éteint comme le cristal de feldspath central (F). A gauche en bas, micropegmatite dépourvue de cristal central.

1. On peut voir, tome I, page 93, des groupements pegmatoides de quartz et de tourmaline (fig. 8 et 9); j'ai signalé, dans le même volume, des groupements analogues de quartz et de muscovite (page 338), de quartz et de cordiérite (page 521).

sphérolites fibreux à croix noire (*sphérolites pétrosiliceux*) : ceux-ci sont en réalité constitués par du feldspath imprégné de quartz (fig. 25, à droite en bas) et parfois aussi de matière vitreuse. Ces passages des

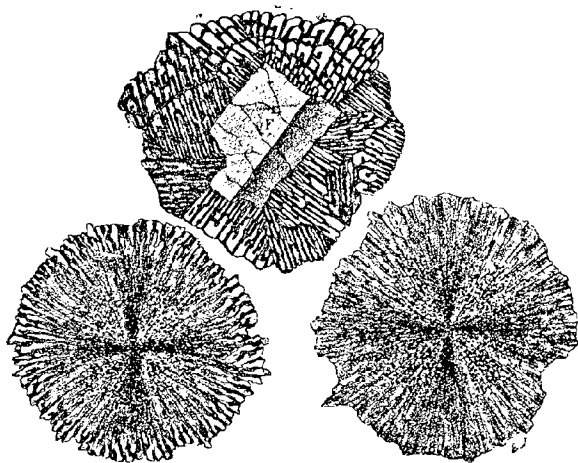


Fig. 25.

Micropegmatites à étoilement, passant (figures inférieures) aux sphérolites à croix noire (Lame mince de la micropegmatite de Calasina).

micropegmatites aux sphérolites pétrosiliceux ont été mis en évidence par les travaux de M. Michel-Lévy (*A. M.* VIII. 400. 1875 et *Struct. et classific. des roch. érupt.* 1889. 21).

Les groupements micropegmatiques se rencontrent comme éléments microscopiques des micropegmatites, des rhyolites (porphyres) pétrosiliceuses et à quartz globulaire; le feldspath y est constitué par de l'orthose, sodique ou non; on les trouve aussi dans les diorites, diabases, gabbros quartzifères et particulièrement dans ceux qui contiennent de l'orthose.

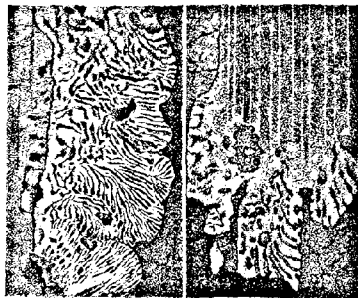


Fig. 26.

Groupements de feldspaths et de quartz vermiculé. A droite, oligoclase de la grauwolite de Frugières-le-Pin (*Haute-Loire*); à gauche, orthose du gneiss granulitique de Saint-Bounet près Condat (*Cantal*).

beaucoup de ces groupements vermiculés sont d'origine secondaires.

3) *Groupements pœcilitiques et micropœcilitiques.* — Tandis que les

groupements pegmatiques sont fréquents dans les roches acides, c'est dans les roches basiques que se rencontrent le plus souvent les groupements pœcilitiques. Dans ceux-ci, un même cristal de feldspath englobe un grand nombre de cristaux d'un ou plusieurs minéraux n'ayant entre eux aucune relation d'orientation, ou bien, inversement, c'est un autre minéral qui englobe des cristaux ou des grains diversement orientés de feldspath.

Les gneiss à pyroxène montrent souvent de grands cristaux de labrador, de bytownite ou d'anorthite, englobant des grains ou des cristaux de pyroxène (fig. 27). En faisant miroiter à la lumière un clivage de feldspath, on voit le pyroxène former au milieu de celui-ci des taches noires<sup>1</sup>. J'ai décrit des groupements d'anorthite et de pyroxène du même genre dans les cornéennes de contact de la lherzolite de l'Ariège.

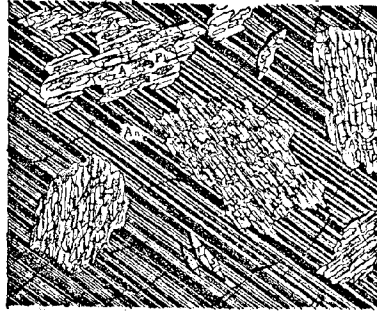


Fig. 27.

Groupement pœcilitique de bytownite (An), de pyroxène (P), ouralitisé (A) et de sphène (S) du gneiss pyroxénique des environs de Montbrison. (Lame mince : grossissement de 15 diamètres.)

Les diorites et gabbros de Levie et de Santa Lucia de Tallano (*Corse*) présentent souvent des cristaux de hornblende brune de plusieurs centimètres, englobant des cristaux nets d'hypersthène et de feldspath, avec lesquels ils constituent une structure pœcilitique facile à voir, même sans le secours du microscope (fig. 4, page 673, tome I).

La même structure se rencontre dans les éléments microscopiques des roches (groupements micropœcilitiques).

Dans beaucoup de basaltes d'Auvergne, le feldspath du second temps, au lieu de se produire en microlites, forme des plages qui englobent une grande quantité de microlites d'augite diversement orientés.

1. Les groupements pœcilitiques (*lustremottling* des minéralogistes anglais) sont fréquents dans les roches non feldspathiques : bronzite (bastite) et olivine (serpentine) des harzburgites, hornblende et olivine des picrites à hornblende (*Ariège*), etc. ; enfin, on en trouve de magnifiques exemples, qui pourraient être considérés comme type de cette structure, dans les cristaux de calcite de Fontainebleau, qui ont englobé des grains de sable quartzeux (grès dit cristallisé de Fontainebleau) et dans certains cristaux de gypse d'Algérie également riches en grains de quartz (voir à *gypse* et à *calcite*).

Enfin, dans les roches acides, les rhyolites (porphyres) à quartz globulaire montrent souvent des groupements pœcilitiques de feldspath et de quartz, les grains ou microlites feldspathiques étant englobés dans des éponges de quartz à orientation homogène (*quartz globulaire* de M. Michel-Lévy; voir à *quartz*).

Les mêmes groupements sont fréquents dans les roches microlitiques altérées, quartzifiées par voie secondaire (trachytes, andésites quartzifiées, etc.)<sup>1</sup>.

*b) Groupements ophitiques.* — Le nom de « structure ophitique » a été donné par M. Michel-Lévy (*B. S. G.* VI. 156. 1877) à la disposition réalisée dans les ophites des Pyrénées et dans un très grand nombre de roches basiques (diabases, basaltes, labradorites, etc.). Elle consiste essentiellement en ce qu'un plus ou moins grand nombre de cristaux de feldspaths (tricliniques) aplatis suivant  $g^1(010)$  sont englobés par un cristal de pyroxène (fig. 28). Tantôt, cette disposition est visible à l'œil nu (groupements ophitiques de certaines ophites à grands éléments des gabbros de Corse et des Alpes, du Pallet, etc.); tantôt, il faut employer le microscope pour la déceler (groupements micro-

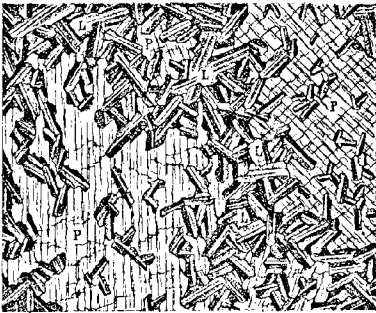


Fig. 28.

Lame mince de l'ophite de Pouzac (*Hautes-Pyrénées*), montrant le groupement ophitique de labrador (L) et d'augite (P). (Lumière polarisée.)

phitiques) [basaltes, la plupart des ophites des Pyrénées, etc.].

Bien que dans le langage pétrographique la dénomination de « structure ophitique » soit réservée aux groupements de feldspath et de pyroxène, on peut l'appliquer aussi à ceux qui sont représentés par la fig. 3 de la page 63 du tome I : on y voit de l'albite aplatie suivant  $g^1(010)$  moulée par des plages de quartz, par de la cassitérite, de la topaze, etc. Ces divers minéraux jouent le même rôle que le pyroxène dans les ophites normales.

1. J'ai décrit de remarquables exemples de groupements pœcilitiques non feldspathiques dans toutes les roches à dipyre de contact des ophites. (Voir à *dipyre*.) On l'observe aussi dans les néphélinites (microlites d'augite englobés dans de grandes plages de néphéline); elle est le résultat d'une transformation secondaire dans les ophites dipyrisées et ouralitisées (amphibole englobée par le dipyre).



c) *Groupements dentelliformes*. — Je propose de désigner sous le nom de *groupements dentelliformes* et *microdentelliformes* les associations régulières de feldspath et d'un élément coloré, associations que l'on rencontre fréquemment réalisées dans la nature et particulièrement dans les schistes cristallins. L'élément coloré (pyroxène, amphibole) est formé par des cristaux creusés de cavités qui dans les lames minces se présentent sous une forme dentelée, dont les *jours* sont limités, soit par des contours anguleux en rapport avec la symétrie cristalline du minéral, soit par des contours arrondis.

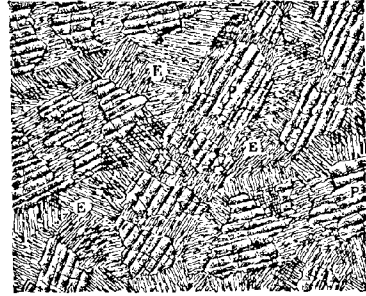


Fig. 29.

Lame mince de l'éclogite de Bouvron (*Loire-Inférieure*) montrant de grands cristaux d'omphacite (P) se transformant en un groupement microdentelliforme de smaragdite et d'albite.

Le feldspath (généralement triclinique), au lieu de former une plage unique comme dans le cas de la structure pegmatique, est constitué par des plages grenues ne présentant le plus souvent aucune orientation les unes par rapport aux autres. Ce feldspath remplit tous les *jours* de la dentelle formée par le silicate coloré.

Comme exemple de ces groupements<sup>1</sup>, je citerai ceux d'amphibole et de labrador des amphibolites de Marmagne (Michel-Lévy : *B. S. M.* I. 41. 1878), ceux d'albite, d'amphibole et de pyroxène, que j'ai décrits, dans les éclogites, les gneiss amphiboliques et pyroxéniques de la Loire-Inférieure (*B. S. M.* XII. 1889; *B. Sc. nat. Ouest*, I. 1892) (fig. 29).

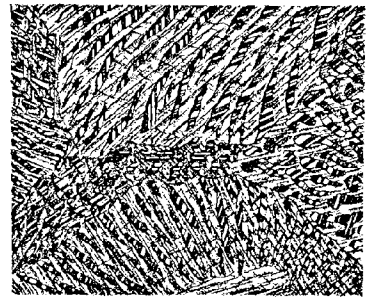


Fig. 30.

Lame mince de la hercynite transformée du Tuc d'Ess en Couledoux, montrant des groupements dentelliformes de hornblende et d'anorthite.

La figure 30 représente des groupements dentelliformes d'anorthite et d'amphibole verte produits par transformation de la hercynite du Tuc d'Ess (voir à *anorthite*).

Comme variétés de groupements dentelliformes, on peut distinguer

1. Cette structure dentelliforme s'observe aussi par le groupement de grenat et de quartz; d'amphibole, de pyroxène et de quartz, etc.

les *groupements kélyphitiques*, qui s'observent dans les péridotites (serpentes), les diallagites, dans les gneiss amphiboliques grenatifères, etc.; l'amphibole est allongée suivant l'axe vertical et implantée perpendiculairement à la surface des cristaux de grenat.



Fig. 31.

Lame mince de la diallagite à grenat de Moncaup (Haute-Garonne). Un grand cristal de diallagite renferme un grain de pyrope. Aux dépens de ces deux minéraux se forment de l'anorthite et de l'amphibole en groupements microdentelliformes et microkélyphitiques.

Les *groupements kélyphitiques* sont des *groupements dentelliformes à étoilements*. Au point de vue de la disposition, ils peuvent, dans une certaine mesure, être comparés aux groupements de micropegmatites représentés par la fig. 25 et donnant des globules à étoilements : mais ils présentent avec eux cette différence que l'élément central du groupement est toujours différent de ceux qui constituent la zone kélyphitique.

Ces kélyphites forment aux cristaux de grenat une enveloppe concen-

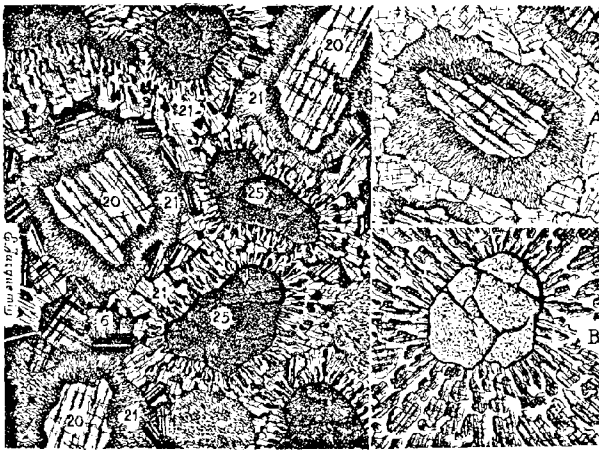


Fig. 32.

Groupements microkélyphitiques d'amphibole et de plagioclase autour du grenat (25) de l'éclogite de Gerscao en Plounévez (Finistère). La roche renferme, en outre, du pyroxène (20), se transformant en un semblable mélange. En A et en B mêmes groupements (autour du pyroxène A et du grenat B).

trique, ayant parfois une épaisseur notable. A l'œil nu, elles semblent

formées par de l'amphibole fibreuse. L'emploi du microscope permet de déceler leur véritable nature.

Des groupements microscopiques du même genre se rencontrent dans les gneiss à pyroxène de Bretagne (structure microkélyphitique) (fig. 32).

*Inclusions.* Suivant leur origine, les divers feldspaths peuvent posséder des inclusions microscopiques (primaires ou secondaires), gazeuses, liquides ou vitreuses, qui sont parfois régulièrement orientées sur leur hôte, sans cependant présenter rien de caractéristique. Il n'en est pas de même pour certaines inclusions que peuvent posséder l'adulaire, l'albite, l'oligoclase et le labrador, pour l'étude desquelles je renvoie à ces articles.

*Altérations.* Les feldspaths présentent un nombre considérable de modes d'altérations. Les uns se montrent indistinctement dans tous les feldspaths; d'autres, au contraire, sont spéciaux à quelques-uns d'entre eux. On peut les résumer de la façon suivante :

Altérations atmosphériques. — *a)* Transformation en minéraux phylliteux. — Les minéraux secondaires que je désigne sous ce nom sont caractérisés par l'existence d'un clivage facile suivant la base; ils se présentent sous la forme de petites paillettes; ce sont la muscovite (damourite), la kaolinite, l'hydrargillite et enfin la chlorite.

*α)* Damouritisation. — La transformation en mica est fréquente dans tous les feldspaths. Elle se propage le plus souvent dans les clivages faciles<sup>1</sup>; peu à peu le minéral est comme rongé et parfois entièrement transformé en paillettes d'un mica incolore. Celles-ci sont souvent cryptocristallines, mais elles sont parfois de taille suffisante pour que l'examen de leurs propriétés optiques soit possible; l'écartement des axes est généralement très faible, ce qui m'engage à assimiler un grand nombre de ces micas à la variété de muscovite désignée sous le nom de *damourite*.

Les feldspaths transformés en micas deviennent tout d'abord troubles, puis ils perdent leur aspect vitreux, pour prendre un aspect cireux; leur

1. Le mica secondaire se produisant souvent le long des clivages  $p$  (001),  $g^4$  (010) des feldspaths, on comprend pourquoi dans les lames minces de roche les paillettes micacées de feldspath altéré se présentent souvent orientées dans deux directions rectangulaires ou voisines seulement de 90°. Les clivages  $m$  (110) de l'orthose de l'Ariège sont aussi recouverts d'un enduit nacré de damourite.

dureté diminue, leur densité augmente. A l'œil nu, ils apparaissent souvent d'un beau jaune. Le résultat de cette transformation a été désigné par divers auteurs sous le nom de *pinitoïde* : le granite de Romanèche (*Saône-et-Loire*) donne de superbes exemples de ces produits jaune d'or; la prétendue *villarsite* du granite du Forez et du Morvan, dont il a été question tome I, page 194, n'est pas autre chose que du feldspath damouritisé.

Cette transformation est souvent irrégulière, affectant tantôt le centre, tantôt la périphérie des cristaux. Dans les feldspaths zonés, certaines zones sont parfois altérées, alors que d'autres sont intactes. On rencontre ce mica blanc associé à de l'épidote, du quartz, de la calcite.

Enfin, dans les pegmatites, le développement de muscovite drusique formée aux dépens des feldspaths est parfois accompagné de cristallisation de quartz et d'albite.

Par analogie avec leur composition chimique, on peut supposer que le mica secondaire formé aux dépens des feldspaths tricliniques sodocalciques se rapporte dans certains cas à la paragonite. Les propriétés optiques sont impuissantes à démontrer cette hypothèse et les essais chimiques ne sont guère possibles pour assurer sa vérification.

Delesse a analysé les feldspaths tricliniques de beaucoup de roches des Vosges; dans quelques-uns d'entre eux, et particulièrement dans ceux de la diabase de Ternuay (*Haute-Saône*), il a constaté la présence d'une quantité notable de magnésie, de potasse et d'eau. En réunissant ces substances à la chaux et à la soude, il a obtenu un rapport d'oxygène conduisant à une formule intermédiaire entre celle du labrador et celle de l'anorthite. Considérant ces feldspaths comme une espèce définie, il l'a désignée sous le nom de *vosgite* (*A. M. XII. 287. 1847*).

Si O <sup>2</sup> .....	49,32
Al <sup>2</sup> O <sup>3</sup> .....	30,07
Fe <sup>2</sup> O <sup>3</sup> .....	0,70
Mn O.....	0,60
Ca O.....	4,25
Mg O.....	1,96
Na <sup>2</sup> O.....	4,85
K <sup>2</sup> O.....	3,45
H <sup>2</sup> O.....	3,15
	<hr/>
	99,35

L'examen microscopique montre que le feldspath de Ternuay dont

l'analyse vient d'être donnée n'est autre chose qu'un labrador incomplètement transformé en mica : le nom de *vosgite* doit donc être rayé de la nomenclature minéralogique.

β) Kaolinisation. — Un stade plus avancé de décomposition conduit à la formation de kaolinite par perte complète des alcalis, sans apport de magnésie comme dans le cas précédent (décomposition par l'action des eaux météoriques chargées d'acide carbonique et enlevant les alcalis sous forme de carbonates solubles). La transformation du feldspath s'effectue suivant la même marche que pour la damouritisation ; le produit altéré est souvent d'un beau blanc de neige. La dureté du feldspath diminue, et sa densité devient également plus faible (distinction d'avec la damouritisation). On sait que ce sont surtout les feldspaths acides (orthose, microcline, albite) qui présentent ce mode de décomposition, origine première des gisements de kaolin. La kaolinite ainsi formée par altération des feldspaths reste sur place ou va se concentrer mécaniquement dans des poches ou fissures.

L'examen microscopique montre que généralement les paillettes de kaolinite sont de plus petite taille que celles des micas.

On a vu, à la page 464 du tome I, que la kaolinisation des feldspaths n'est pas toujours un phénomène de décomposition superficielle. Je reviendrai sur ce sujet page 49.

γ) Transformation en chlorite. — Dans les roches très altérées, il n'est pas rare de voir les feldspaths imprégnés de chlorite ; à ce point de vue il y a lieu de signaler les transformations en pennine (pseudo-phite) de l'orthose de Sainte-Marie-aux-Mines (fig. 33) dont il a été question page 388 du tome I. Cette transformation s'effectue par départ d'alcalis et apport de magnésie, de fer empruntés aux éléments voisins.

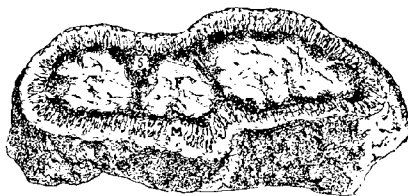


Fig. 33.

Nodule feldspathique des cipolins de la carrière Saint-Philippe, entouré d'une zone fibrolamellaire de phlogopite. L'orthose (F) se transforme en pseudo-phite. (Réduction de 1/3 environ.)

Dans quelques gabbros de Corse (groupe supérieur de la première série basique signalée page 590 du tome I), les feldspaths tricliniques se transforment en pennine grenue d'un vert clair. Dans un échantillon de Sant'Agostino près Sermano, que m'a communiqué M. Nentien, on peut suivre les diverses phases de la corrosion graduelle des feldspaths. Il faut peut-être considérer

cette chloritisation comme un cas particulier de la saussuritisation, car parfois, dans la même roche, on voit se développer, dans le feldspath non chloritisé, de grands cristaux de zoïsite et même tous les minéraux habituels de la saussurite qui se mêlent à la chlorite. Ces gabbros sont généralement riches en glaucophane.

δ) Transformation en glauconie. — Ce genre de transformation ne s'observe que dans les calcaires sédimentaires ou tertiaires, dans lesquels les grains clastiques d'orthose, de microcline, sont parfois très fissurés et imprégnés de paillettes de glauconie qui, peu à peu, envahissent complètement le minéral et le transforment en un agrégat de lamelles vertes excessivement fines. Les calcaires cénomaniens des environs du Havre m'ont fourni les plus beaux exemples de ce genre d'altération.

Ces transformations se sont opérées dans le fond des mers (voir tome I, page 409), sans l'intervention d'agents chimiques autres que ceux qui sont dissous dans l'eau de mer. C'est pourquoi j'ai placé ici ce genre d'altération.

ε) Transformation en hydrargillite. — Cette transformation s'observe surtout dans les roches basiques et particulièrement dans les basaltes, dont les microlites sont transformés souvent d'une façon complète en petites lamelles d'hydrargillite; ce minéral se distingue aisément des précédents par la grande obliquité des extinctions des sections de la zone perpendiculaire au clivage, par les macles polysynthétiques rappelant celles des feldspaths tricliniques, par le signe positif de la bissectrice aiguë oblique au clivage. La biréfringence est d'environ  $n_g - n_p = 0,019$  (voir à hydrargillite). Le même minéral forme généralement, sur les parois des cavités de la roche, des croûtes fibrolamellaires se prêtant bien à l'examen des propriétés optiques.

ζ) Transformation en calcite, épidote, quartz. — Les pseudomorphoses en calcite, épidote, quartz sont fréquentes et ne présentent pas de particularités bien remarquables.

η) Dipyrisation. — J'ai décrit avec détail (*B. S. M.* XIV. 16. 1891) les phénomènes de transformation en dipyre des feldspaths tricliniques basiques des diabases amphiboliques et des ophites des Pyrénées. La marche de cette altération est toujours la même; dans les fentes des feldspaths ou sur la périphérie des plages, on voit apparaître du dipyre, qui par corrosion gagne de proche en proche et finit par épigéniser totalement le minéral aux dépens duquel il se produit. Un même cristal

de dipyre de grande taille se forme parfois par la corrosion d'un grand nombre de cristaux de feldspath. La roche ainsi transformée est alors à beaucoup plus grands éléments qu'à l'état intact. Ce fait est surtout remarquable quand la dipyrisation a lieu aux dépens de roches de contact microlitiques ou finement grenues. La dipyrisation est presque toujours accompagnée d'ouralitisation du pyroxène.

Les ophites dipyrisées se reconnaissent aisément à l'œil nu ; l'élément blanc devient très apparent, d'un blanc de lait. La roche perd généralement de sa ténacité.

La dipyrisation est un phénomène qui a commencé à se produire à une époque lointaine de l'histoire des roches pyrénéennes ; elle ne peut cependant être considérée comme liée nécessairement aux phénomènes dynamométamorphiques contemporains des plissements pyrénéens, car j'ai observé des échantillons dans lesquels le dipyre a subi des actions mécaniques puissantes (structure en ciment), alors que souvent on rencontre ce minéral se formant aux dépens d'éléments anciens écrasés ou aux dépens de roches n'ayant subi aucune déformation mécanique. A Lez (*Haute-Garonne*), il est facile de constater que la dipyrisation est un phénomène superficiel qui se continue certainement à l'heure actuelle. A Pouzac et à Castillon, on voit en outre nettement que le phénomène se propage le long des diaclases, facilitant la pénétration des eaux atmosphériques dans la masse ophitique.

d) Zéolitisation. — Dans les gisements français, je n'ai observé de transformations de feldspaths (orthose, anorthose) en zéolites que dans les syénites néphéliniques de Pouzac (*Hautes-Pyrénées*), dans les enclaves homœogènes (syénite néphélinique ou sodalitique) de quelques phonolites néphéliniques du Plateau Central et enfin dans la néphélinite porphyroïde du puy de Saint-Sandoux. Cette zéolitisation [formation de méso-type, d'hydronéphéline et plus rarement (Saint-Sandoux) de christianite] commence toujours aux dépens de la néphéline et des minéraux du groupe de la sodalite, pour se propager ensuite dans les feldspaths.



Fig. 34.

Lame mince d'une diabase du port de Saleix (*Ariège*) montrant la transformation progressive du labrador (L) en dipyre (W); à droite se trouve un cristal d'augite (P). (Lumière polarisée.)

Au milieu des fragments de gneiss et de granite englobés et métamorphisés par les roches volcaniques basiques et acides du Plateau Central, on trouve souvent (*Les encl. des roch. volc.*) des zéolites (christianite, thomsonite, rarement apophyllite) ayant emprunté leurs éléments aux feldspaths, mais ceux-ci ont été préalablement fondus : ce n'est donc pas, à proprement parler, une pseudomorphose dont il s'agit ici, bien que, dans certains cas, la zéolitisation ait pu attaquer les fragments feldspathiques encore intacts.

La même observation peut être faite au sujet des zéolites (chabasiae et stilbite) que j'ai trouvées dans l'ophite de Lez près Saint-Béat (*Haute-Garonne*), dans celle de Pouzac (*Hautes-Pyrénées*), etc. ; celles-ci se sont produites dans le feldspath (labrador) après sa transformation en dipyre ; c'est ce dernier minéral qui semble avoir été décomposé à son tour pour donner naissance aux minéraux qui viennent d'être signalés.

e) Transformation en wollastonite. — Les gneiss à pyroxène de Roguédas (*Morbihan*), de Saint-Clément (*Puy-de-Dôme*) et de Saint-Félicien (*Ardèche*) renferment de

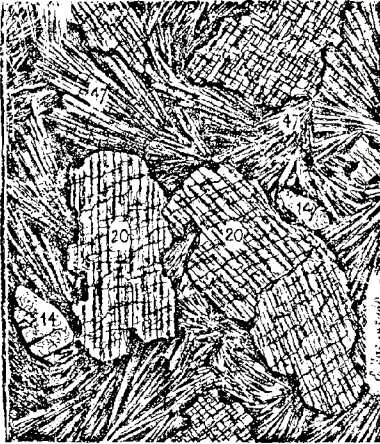


Fig. 35.

Lame mince du gneiss à pyroxène de Roguédas (*Morbihan*) dont l'anorthite a été entièrement transformée en wollastonite (47) qui englobe le pyroxène (20) et le sphène (14).

la wollastonite, qui, au moins en partie, est d'origine secondaire et produite aux dépens de l'anorthite de ces roches. A Roguédas, le feldspath se remplit peu à peu de fibres de wollastonite offrant souvent les macles suivant  $h^1$  (100) ; par places elles forment des faisceaux plus ou moins parallèles ou divergents, ailleurs elles s'enchevêtrent de la façon la plus irrégulière, puis peu à peu le feldspath est totalement épigénisé (fig. 35).

Altérations spéciales aux régions dynamométamorphisées. — Saussuritisation. — Les plagioclases basiques (labrador, bytownite, anorthite) des gabbros des régions dynamométamorphisées, et particulièrement ceux (euphotides) des Alpes et de Corse, présentent souvent une transformation profonde.



Ils sont remplacés par une masse finement grenue, à éclat mat, d'un blanc bleuâtre, grisâtre ou verdâtre, dont la densité est généralement plus grande que celle des feldspaths et atteint 3,40. Ce produit fut d'abord considéré comme une substance spéciale. H. B. de Saussure (*Voyage dans les Alpes*, I. 114. 1787) l'a rapporté au jade; Delametherie l'a désigné sous le nom de *lehmanite* (*Théorie de la Terre*, II. 354. 1797); enfin Th. de Saussure l'a décrit sous celui de *saussurite* (*J. M.* XIX. 205. 1806), sous lequel il a été désigné jusqu'au jour où les études microscopiques ont définitivement montré son hétérogénéité (voir notamment Cathrein, *Z. K.* X. 444. 1885).

D'une façon générale, les feldspaths saussuritisés sont transformés en un mélange de zoisite, d'épidote, de feldspath acide (ordinairement albite) avec souvent des amphiboles (trémolite et actinote) incolores ou peu colorées, et parfois du grenat, du rutile, plus rarement une wernerite, du quartz; consécutivement les pyroxènes sont ouralitisés (*smaragdite*, *glaucothane*, etc.). Ces transformations présentent des différences individuelles considérables, et il me paraît utile de donner la description de quelques échantillons de localités françaises permettant de préciser la nature de ces différences.

Ces phénomènes de saussuritisation se rencontrent exclusivement dans les gabbros de régions dynamométamorphosées; ils sont souvent accompagnés par une structure schisteuse rubanée, pseudofluidale, qui est le témoin des phénomènes mécaniques subis par les roches qui les présentent.

Dans le gabbro de Villarodin près Modane (*Savoie*), le feldspath triclinique primordial a totalement disparu: il est remplacé par des grains irréguliers d'épidote et de zoisite se touchant presque tous et moulés par des plages globuleuses et irrégulières d'un feldspath non maclé, qui, par le signe positif de sa bissectrice aiguë, l'écartement de ses axes optiques ( $2V = 75^\circ$  à  $80^\circ$ ), paraît être de l'albite. Il existe en outre quelques aiguilles d'une amphibole incolore en lames minces. L'albite forme souvent une enveloppe relativement pauvre en épidote aux grands cristaux de diallage en voie d'ouralitisation. Dans d'autres échantillons, la structure originelle de la roche est à peine visible au microscope, le diallage est totalement transformé en amphibole verte ou en glaucothane. Ces deux minéraux sont extrêmement abondants, mélangés aux produits de saussuritisation, à du sphène secondaire et par places à de la calcite (voir tome I, page 581).

Enfin, un dernier échantillon est plus transformé encore que les précédents, bien que par ses caractères extérieurs il ait conservé l'apparence d'un gabbro. L'examen microscopique montre qu'il est formé par de gros cristaux d'épidote, des cristaux allongés d'une glaucophane d'un bleu de Prusse foncé très pléochroïque, englobés par de l'albite et de la calcite ; il existe des fragments d'une biotite foncée ; le fer titané est transformé en sphène.

Dans des échantillons de gabbros (euphotides) du mont Genève, que j'ai examinés, le feldspath est entièrement transformé en grands cristaux prismatiques de zoïsite atteignant plusieurs millimètres, accompagnés de quelques aiguilles d'amphibole incolore et englobés par de grandes plages d'albite très rarement maclée. Par places et particulièrement au voisinage de grands cristaux de diallage ouralitisé (smaragdite), l'amphibole en petites aiguilles devient extrêmement abondante.

Les gabbros (euphotides) à smaragdite de Corse offrent des transformations analogues.

Dans la norite d'Arviu (*Aveyron*), tandis que la bronzite se transforme en anthophyllite, le labrador se décompose en albite grenue, grenat grossulaire, actinote, etc.

Transformation par fumerolles acides. —  $\alpha$ ) Transformation en tourmaline. — J'ai décrit dans le tome I, page 98, des pseudomorphoses de gros cristaux d'orthose de la microgranulite de Chaludet (*Puy-de-Dôme*) en tourmaline fibreuse. Quand le remplissage du cristal d'orthose est incomplet, la tourmaline y présente des formes nettes à l'extrémité libre des fibres divergentes (fig. 36).

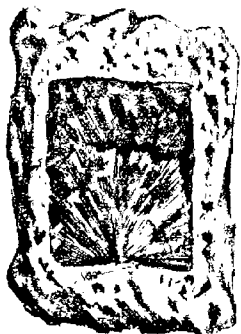


Fig. 36.

Cristal d'orthose de Chaludet (*Puy-de-Dôme*) transformé en tourmaline. (Grandeur naturelle.)

Ces transformations ont été opérées par voie de fumerolles et sont comparables aux pseudomorphoses d'orthose en cassitérite du Cornwall ; elles sont identiques à celles qui ont été observées par Breithaupt dans l'orthose de Johann-Georgenstadt (*in Blum, Pseudomorph.* II. 136).

On a vu, page 465 du tome I, que beaucoup de gisements de kaolin renfermant de la cassitérite se sont vraisemblablement produits par l'action de fumerolles fluorées sur les feldspaths.

β) Transformation en alunite. — Les tufs andésitiques et trachytiques du ravin de la Craie au Mont-Dore ont été traversés par des émanations sulfureuses (voir à *soufre*) qui les ont profondément altérés. Les feldspaths potassiques (sanidine, anorthose, etc.) ont été, de même que la masse de la roche, plus ou moins attaqués et transformés en alunite, alors que les plagioclases résistaient davantage. Au microscope, on constate que les feldspaths altérés sont remplacés par de petites plages d'alunite faciles à reconnaître par leurs propriétés optiques. Le clivage parallèle à  $a^1$  (0001) est perpendiculaire à l'axe optique unique positif. La biréfringence maximum  $n_g - n_p = 0,020$ . On peut distinguer dans les géodes de petits rhomboédres basés du même minéral. La roche altérée est souvent riche en soufre natif, qui vient remplir les vides laissés par la destruction complète de grands cristaux feldspathiques.

Transformations par fumerolles à sels alcalins. — Les roches feldspathiques enclavées par les magmas volcaniques acides (trachytes, andésites à biotite ou hornblende) ont subi des phénomènes de résorption parfois très intenses, souvent facilités par une fusion préalable. J'ai décrit (*Les encl. des roches volc.* 1893) de nombreux exemples de feldspaths monocliniques ou tricliniques de gneiss ou de granite (enclavés dans les roches trachytiques d'Auvergne) corrodés et nourris par de l'orthose sodique récente, géométriquement orientée sur les fragments anciens (fig. 17) : la production de ce dernier minéral est due à l'action, sur les éléments de l'enclave, des fluides alcalins ayant accompagné l'émission de la roche volcanique.

Dans les andésites et les trachytes enclavés par les trachytes plus récents du mont Dore, les grands cristaux de sanidine atteignant plusieurs centimètres de longueur sont fréquemment plus ou moins corrodés et remplacés par un agrégat miarolitique de sanidine, de tridymite, d'augite, d'hypersthène, etc. : ces minéraux se sont produits par le même mécanisme que dans les enclaves énallogènes.

Transformation sous l'action de la chaleur. — Les feldspaths des enclaves quartzofeldspathiques que l'on rencontre en grande abondance dans les roches volcaniques d'Auvergne ou dans leurs tufs ont souvent subi des transformations physiques très intenses. Ils sont *étonnés*, leurs clivages s'ouvrent largement, puis ils fondent progressivement et parfois recristallisent en présentant de nombreuses particularités pour la description desquelles je renvoie à mon mémoire

déjà cité. Le minéral se charge d'inclusions gazeuses, vitreuses, qui le rendent trouble. L'orthose est optiquement déformée [tufs basaltiques du Velay et en particulier de La Denise près le Puy (*Haute-Loire*)].

## GISEMENTS ET ASSOCIATIONS

Le groupe des feldspaths est l'un des plus importants, non seulement à cause des intéressantes propriétés qui ont été exposées plus haut et qui seront étudiées plus en détail dans les paragraphes suivants, mais encore à cause du rôle considérable que ses divers membres jouent dans la constitution des roches.

Aussi me paraît-il utile de donner ici quelques indications générales sur les conditions dans lesquelles on les trouve, ce qui évitera des répétitions dans les paragraphes spéciaux à chacun d'entre eux.

Les feldspaths se rencontrent dans les diverses catégories suivantes de gisements :

### 1° *Dans les roches éruptives.*

#### *α. Comme élément essentiel.*

Les feldspaths constituant l'élément essentiel et souvent caractéristique de la plupart des roches éruptives, je crois devoir rappeler sommairement ici les principes de la classification et de la nomenclature pétrographique dont j'ai fait usage dans ce livre. Ce sont, avec quelques modifications, celles qui ont été à diverses reprises exposées par mes maîtres, MM. Fouqué et Michel-Lévy (*Minéralogie micrographique*, Paris, 1878, et Michel-Lévy, *Structure et classification des roches éruptives*, 1889).

Le principe de la classification repose sur la considération de la structure et de la composition minéralogique ; la nomenclature qui lui correspond permet de désigner une roche par ses propriétés intrinsèques seules, abstraction faite de toute notion extérieure. L'avantage d'une semblable classification saute aux yeux, car elle laisse les faits d'observation précis en dehors de toute question théorique sur le gisement ou l'origine de la roche étudiée. Les roches ainsi minéralogiquement spécifiées peuvent ensuite être groupées en familles géologiques, dont l'établissement et l'étude sortent du sujet de cet ouvrage.

TABLEAU DES GROUPES DE ROCHES ÉRUPTIVES

Éléments colorés caractéristiques	ROCHES FELDSPATHIQUES						ROCHES NON FELDSPATHIQUES						
	à Feldspaths non calcosodiques			à Plagioclases calcosodiques			à Feldspathoïdes			sans Feldspathoïdes			
	avec Quartz	seuls	avec Feldspathoïdes	avec Quartz	seuls	avec Feldspathoïdes	Néphéline	Leucite	Mélilite	Micas	Amphiboles	Pyroxènes	Olivine
			Néphéline			Leucite							
<b>I. ROCHES A STRUCTURE GRENUE OU OPHITIQUE</b> <i>(Un seul temps de consolidation, ou plusieurs temps successifs sans discontinuité tranchée; roches holocristallines.)</i>													
Micas	GRANITES (GRANITES, GRANULITES et PEGMATITES)	SVÉNITES MICAGÉES (MINÉTTES)	SVÉNITES NÉPHÉLINIQUES et LEUCITIQUES	KERSANTITES QUARTZIFÈRES	KERSANTITES	TESCHENITES	IOLITE				AMPHIBOLOLITES	PYROXÉNOLITES	PÉRIDOTITES
Amphiboles		SVÉNITES		DIORITES QUARTZIFÈRES	DIORITES								
Pyroxènes Augite et Diopside		SVÉNITES ACOITIQUES		DIABASES QUARTZIFÈRES	DIABASES								
				GABBROS ET NORITES QUARTZIFÈRES	GABBROS et NORITES								
Olivine			DIABASES, GABBROS, NORITES à olivine	TESCHENITES à olivine									
<b>II. ROCHES A STRUCTURE PORPHYRIQUE, MICROLITIQUE OU SEMI-OPHITIQUE</b> <i>(Deux temps de consolidation nettement tranchés; roches à résidu vitreux fréquent et souvent abondant.)</i>													
Micas, Amphiboles ou Pyroxènes	MICRO-GRANULITES et RHYOLITES TRACHYTES QUARTZIFÈRES	TRACHYTES	PHONOLITES	DACITES, ANDÉSITES et LABRADORITES QUARTZIFÈRES	ANDÉSITES et LABRADORITES	TÉPHRITES	LEUCO-TÉPHRITES	NÉPHÉLINITES	LEUCITITES	MÉLILITES	BIOTILITES	HORNBLEN-OLITES	AUGITITES
avec en outre Olivine		TRACHYTES à olivine		LEUCO-PHONOLITES	ANDÉSITES et LABRADORITES à olivine BASALTES	TÉPHRITES à olivine	LEUCO-TÉPHRITES à olivine	NÉPHÉLINITES à olivine	LEUCITITES à olivine	MÉLILITES à olivine			LIMBURGITES

Les noms de *porphyres, orthophyres, porphyrites, mélaphyres*, sont ceux donnés autrefois aux rhyolites, trachytes, andésites ou labradorites et basaltes antéertiaires; ils sont commodes pour le langage géologique, mais n'ont aucune valeur au point de vue de la classification.

Dans la série de roches sans feldspaths ni feldspathoïdes, il existe des types très variés de pyroxénolites et de péridotites. Les pyroxénolites diffèrent les unes des autres par la nature de leur pyroxène dominant (*diallagites, bronzitites, diopsidites*); les péridotites, d'après celle des pyroxènes accompagnant l'olivine (*picrites, harzburgites, wehrlite, lherzolites*).

Il existe même des types sans pyroxènes (*danites*) (voir tome I, à olivine).

Dans la série microlitique, les andésites et les labradorites se distinguent les unes des autres par la nature du plagioclase microlitique.



La *considération de la structure* permet de distinguer les roches éruptives en deux grands groupes, celui des *roches grenues*, holocristallines (*granites, diorites, gabbros, péridotites, etc.*) et celui des roches microlitiques, dans la cristallisation desquelles il est possible de distinguer nettement deux périodes et dans lesquelles il existe le plus souvent un résidu vitreux non cristallisé.

La *considération de la composition minéralogique* conduit à introduire dans ces deux groupes des divisions empruntées — pour les roches à structure grenue, en premier lieu à l'élément ferrugineux et en second lieu à la nature du feldspath qui l'accompagne, — pour les roches à structure microlitique, tout d'abord à la nature du feldspath du second temps de consolidation (microlites) et ensuite aux éléments ferrugineux.

Le tableau ci-joint donne une vue d'ensemble sur les différents types pétrographiques, dont chacun est susceptible de très nombreuses divisions secondaires.

Ce tableau est, à quelques modifications près, la reproduction de celui que j'ai donné dans mes conférences au Collège de France depuis plusieurs années et que j'ai publié en 1893 (*Les encl. des roches volc.*). Il fait disparaître cette dualité de noms pour les roches de même composition suivant quelles sont paléo- ou néo-volcaniques, dualité qui ne peut être admise dans une classification minéralogique.

En ce qui concerne les *roches grenues*, la nature du feldspath est indiquée à l'aide d'un adjectif, un *gabbro labradorique* étant un gabbro dont le feldspath appartient à la série du labrador. L'épithète d'*andésitique* est réservée pour désigner les roches dont les feldspaths appartiennent aux séries de l'oligoclase et de l'andésine, etc.

Dans les *roches microlitiques*, quand les microlites feldspathiques qui servent à dénommer la roche sont accompagnés de microlites d'un élément ferrugineux, celui-ci est spécifié par un adjectif, les éléments ferrugineux en cristaux du premier temps de consolidation étant ensuite énumérés (ils sont précédés de la préposition *à*); c'est ainsi qu'un *trachyte augitique à olivine* est une roche dont les microlites d'orthose (« *trachyte...* ») sont accompagnés de microlites d'augite (« *... augitique...* »), la roche renfermant de grands cristaux d'olivine (« *... à olivine* »).

Dans ce tableau de classification, il n'a pas été fait d'indication spéciale pour les roches à structure ophitique qui, dans les séries verticales, établissent le passage entre les roches grenues et les roches

microlitiques, ni pour les roches vitreuses qui portent le nom de *pechsteins* pour tout le groupe des roches quartzifères, d'*obsidiennes* pour la série des trachytes et des andésites, de *tachylites* pour les roches plus basiques.

Forme sous laquelle les feldspaths se rencontrent  
dans les roches éruptives.

a) *Roches grenues*. Les feldspaths des roches grenues se présentent avec des formes géométriques ou sans formes distinctes ; dans le premier cas, ils se rapportent ordinairement au type I ou II (voir page 25) ; ils ne sont généralement pas susceptibles d'être isolés en cristaux nets, sauf dans les roches à structure miarolitique<sup>1</sup> ; le plus souvent ils se sont gênés mutuellement au moment de leur cristallisation et ne forment que des cristaux arrondis ou même des plages irrégulières moulant les éléments plus anciens.

J'examinerai rapidement, au point de vue de la nature de leurs feldspaths, les différentes roches grenues, pour ne m'occuper, aux paragraphes spéciaux à chaque série feldspathique, que des gisements présentant quelque particularité intéressante.

**Granite.** — Dans le granite normal, le feldspath caractéristique est l'orthose, parfois accompagnée de microcline, d'anorthose. Les feldspaths sans forme distincte (sauf dans les granites porphyroïdes) sont postérieurs aux feldspaths tricliniques, qui, dans les granites normaux, appartiennent au groupe de l'oligoclase et de l'andésine, mais peuvent dans les granites à amphibole devenir plus basiques, atteindre le labrador, la bytownite et même l'anorthite [granite de Vaugneray (Michel-Lévy, *Ét. sur la détermination des feldsp.*, 1893)]. Ces feldspaths basiques, généralement très zonés, sont surtout fréquents dans les granites à amphibole produits par métamorphisme endomorphe au contact de roches calcaires, elles-mêmes exomorphisées. De beaux exemples de faits de ce genre ont été mis en lumière par les travaux de M. Michel-Lévy (*op. cit.*). J'en ai moi-même trouvé de magnifiques dans les Pyrénées et notamment au sud d'Ax. Ces granites à amphibole passent à de véri-

1. La structure miarolitique est caractérisée par l'existence de cristaux à formes nettes, s'enchevêtrant et laissant entre eux des espaces vides que tapissent des cristaux distincts. Les filons granulitiques, les sanidinites des trachytes présentent de beaux exemples de cette structure.



tables diorites, par l'intermédiaire de diorites quartzifères, pauvres en quartz et en orthose.

L'orthose des granites présente de fréquentes associations microperthitiques avec de l'albite et plus rarement de l'anorthose.

Granulites. — Dans la granulite, les feldspaths, comme le quartz du reste, ont une grande tendance à prendre des formes propres, qui deviennent extrêmement fréquentes dans les filons miarolitiques où ont été recueillis quelques-uns des plus intéressants cristaux d'orthose qui seront décrits plus loin. Ils y sont accompagnés de cristaux d'albite, de quartz généralement enfumé, de muscovite, d'apatite, de tourmaline, etc.

De beaux cristaux d'orthose ou de microcline se trouvent aussi engagés dans les filons de quartz de pegmatites. Ce genre de gisement produit les plus gros cristaux de feldspath dont j'aurai l'occasion de parler plus loin. Leurs poids atteint parfois plusieurs kilogrammes.

Les feldspaths dominants des granulites sont l'orthose et le microcline, seuls ou associés. C'est dans cette catégorie de roches que le microcline atteint son maximum de développement. L'orthose et le microcline forment fréquemment, dans les pegmatites, des masses laminaires de très grande dimension, très souvent imprégnées de filonnets microscopiques de quartz et d'albite.

L'albite se rencontre aussi à l'état primaire dans nombre de granulites et d'une façon particulière dans celle des gisements stannifères (Montebras, Limousin, etc.), ainsi que dans les variétés filoniennes à grains fins, pauvres en plagioclases calcosodiques (aplites des environs de Nantes, etc.).

Il existe toute une catégorie de granulites dans lesquelles les plagioclases calcosodiques manquent à peu près totalement. Ces granulites, riches en orthose sodique, anorthose et albite, sont représentées en France par les granulites et aplites à riebeckite et ægyrine de Corse, décrites dans le tome I (page 695).

Les plagioclases calcosodiques (oligoclase, andésine, etc.) sont d'ordinaire peu abondants dans les granulites, mais ils se présentent, au contraire, en superbes échantillons dans celles de ces roches qui ont été endomorphisées à leur contact avec des roches cristallophylliennes ou sédimentaires basiques. Nous en retrouverons plus loin des exemples aux articles *oligoclase*, *andésine* et *anorthite*. C'est là un fait analogue à celui qui a été signalé plus haut au sujet du granite.

Syéénites. — Les feldspaths essentiels des syéénites sont l'orthose et l'anorthose, seuls ou associés et souvent groupés en microperthite avec l'albite ; le microcline s'y présente parfois. C'est dans quelques-unes de ces roches que se trouvent les groupements submicroscopiques d'orthose et d'albite désignés sous le nom de « kryptoperthite ». Ces feldspaths sont aplatis suivant  $g^1$  (010), enchevêtrés et parfois moulés par du quartz (syéénites quartzifères). Quand il existe des feldspaths tricliniques, ceux-ci prêtent aux mêmes remarques que dans le granite.

L'orthose et l'anorthose de ces syéénites tend parfois à prendre des formes microlitiques en s'aplatissant beaucoup suivant  $g^1$  (010) et en prenant une petite taille : on est ainsi conduit à des types trachytiques (*orthophyres*, *kératophyres*). Ces roches existent soit comme roches distinctes, soit comme forme de contact des syéénites.

Syéénite néphélinique. — L'orthose sodique, l'anorthose, quelquefois le microcline, seuls ou associés en microperthite entre eux ou avec de l'albite, et enfin l'albite constituent les feldspaths essentiels des syéénites néphéliniques, dont les filons pegmatoïdes présentent fréquemment de gros cristaux : leurs larges masses laminaires feldspathiques sont comparables à celles des pegmatites granitiques. Dans les syéénites néphéliniques, les feldspaths sont fréquemment aplatis suivant  $g^1$ , leurs intervalles sont moulés par de la néphéline ou de la sodalite, qui jouent alors le même rôle que le quartz dans le granite. Les plagioclases sont généralement rares (*oligoclase*).

Les syéénites néphéliniques, par aplatissement de leurs feldspaths, et par leur diminution de taille, passent souvent à des phonolites (enclaves syéénitiques des phonolites de la Haute-Loire) ou même perdent leur néphéline pour se transformer en trachytes (*orthophyres*) à microlites parfois palmés ou sphérolitiques (contact de la syéénite néphélinique de Pouzac (*Hautes-Pyrénées*)).

Diorites, diabases, gabbros. — Dans ces différentes roches, les feldspaths essentiels sont exclusivement constitués par des plagioclases, généralement grenus, parfois aplatis suivant  $g^1$ , le plus souvent dépourvus de formes géométriques. Toute la série des plagioclases s'y rencontre, donnant des types andésitiques, labradoriques, anorthiques, parfois associés dans les différentes parties d'un même massif. Les feldspaths zonés sont parfois remarquablement beaux (sud d'Ax). Les feld-

spaths basiques de ces roches présentent souvent les phénomènes de schillerisation dont il sera question à l'article *labrador*.

Toutes ces roches sont susceptibles de présenter des types très basiques, riches en anorthite, et d'autres, au contraire, relativement acides passant latéralement au granite par introduction du quartz et de l'orthose : ces deux minéraux présentent alors la même structure que dans le granite, c'est-à-dire qu'ils moulent les feldspaths tricliniques. L'orthose est souvent associée au quartz sous forme de micropegmatite. Ces types acides de roches basiques peuvent donc se présenter comme produit endomorphe, soit de roches plus acides au contact de sédiments calcaires, soit de roches plus basiques au contact de roches elles-mêmes plus acides [norites quartzifères du Pallet (*Loire-Inférieure*)].

Dans les gabbros et les diabases, les feldspaths, au lieu d'être grenus et d'englober les pyroxènes, sont fréquemment aplatissés suivant  $g^1$  (010) et moulés par les pyroxènes (structure ophitique) : les roches offrant cette structure [gabbros (euphotides) de Corse et des Alpes, ophites des Pyrénées, etc.] établissent le passage avec les roches microlitiques, qui, elles aussi, offrent des types ophitiques.

b) *Roches microlitiques*. Dans les roches microlitiques, sauf exceptions qui seront indiquées plus loin, les feldspaths existent à deux états : en grands cristaux macroscopiques (phénocristaux), qui peuvent parfois (trachytes du mont Dore) atteindre plusieurs centimètres de longueur, et en cristaux microlitiques (second temps de consolidation).

Phénocristaux. — Les grands cristaux ou phénocristaux sont souvent d'origine intratellurique ; la plupart des microlites se sont formés dans le trajet filonien ou pendant l'épanchement de la roche microlitique.

La forme des grands cristaux peut être rapportée soit au type I, soit au type II. Les premiers sont généralement maclés suivant la loi de Carlsbad et en outre dans les feldspaths tricliniques suivant la loi de l'albite. Leur aplatissement suivant  $g^1$  (010) est le plus souvent très net. Les faces sont peu nombreuses. Dans les trachytes du mont Dore, l'orthose (*sanidine*) atteint 3 à 4<sup>cm</sup> de plus grande dimension. Les feldspaths tricliniques qui les accompagnent, au contraire, dépassent rarement 2 à 3<sup>mm</sup>, et dans les roches microlitiques françaises les feldspaths tricliniques se présentent rarement en cristaux de plus grande dimension.

Les phénocristaux présentent de très fréquents phénomènes de corrosion dus à l'action du magma, qui sont souvent visibles sans le secours du microscope.

Microlites. — Le magma du second temps des *roches quartzifères* présente une structure tout à fait différente de celle des roches sans quartz. Dans les microgranites et les microgranulites, l'orthose, plus rarement (dacites) les feldspaths tricliniques, forment des grains arrondis, et parfois des cristaux nets moulés par du quartz ou accompagnés de grains de ce minéral; dans les micropegmatites, le quartz et le feldspath sont associés sous forme de micropegmatites.

Dans les rhyolites (porphyres) à quartz globulaire, le feldspath a la même forme; il est englobé par les éponges de quartz globulaire. Dans les rhyolites pétrosiliceuses, le feldspath se présente le plus souvent sous forme de sphérolites imprégnés de quartz dont il sera question à l'article *orthose*.

Dans les *roches non quartzifères*, les microlites ont les mêmes formes que les grands cristaux, mais ils sont beaucoup plus petits, atteignant rarement 1<sup>mm</sup>; les cristaux du type I sont beaucoup plus aplatis encore que les grands cristaux. Dans les trachytes acides de la chaîne des Puys, les microlites d'orthose ont des formes très nettes qui peuvent être vues d'une façon distincte quand la matière vitreuse abonde; ils sont limités par les faces  $p$  (001),  $a^1$  (101) ou  $a^{1/2}$  ( $\bar{2}01$ ) (Michel-Lévy : *B. S. G.* XVIII, 721. 1890); ils sont groupés en dents de scie et maclés suivant la loi de Carlsbad (fig. 4 et 6, page 25).

Dans les phonolites, les formes des microlites d'orthose sont les mêmes, mais ils sont plus larges, à bords souvent indécis. Orientés dans la même direction, ils déterminent la fissilité de la roche, aussi, les sections minces de phonolite présentent-elles des aspects fort différents suivant qu'elles sont taillées parallèlement à la fissilité (les cristaux se présentent alors comme dans les figures 3 et 5) ou perpendiculairement (les sections offrent alors l'apparence de minces baguettes).

Les microlites de plagioclase des basaltes sont souvent aplatis suivant  $g^4$  (010). Leurs formes sont difficiles à voir quand il n'existe pas beaucoup de verre; les tachylites basaltiques se prêtent, au contraire, bien à cette étude; leurs surfaces exposées à l'air mettent parfois en liberté les grands microlites après décomposition du verre qui les englobe. A Perier, près d'Issoire, les microlites aplatis de labrador sont limités par les formes  $p$  (001) et  $a^1$  (101); ils sont maclés

suivant la loi de l'albite et souvent celle de Carlsbad (Michel-Lévy : *B. S. M. X.* 69. 1887).

Les microlites appartenant au type II, c'est-à-dire ayant la forme de bâtonnets allongés suivant  $p g^4$  (001) (010), sont trapus (trachytes à olivine du mont Dore, enclaves diabasiques de la dacite de Saint-Raphaël, des trachytes et andésites du mont Dore, etc.), ou allongés et presque filiformes. Quand ils sont de grande taille, leur centre est parfois formé par de la matière vitreuse.

Il existe des roches microlitiques qui renferment deux catégories de microlites de taille différente, produits les uns pendant l'ascension du magma dans les cheminées souterraines, les autres pendant l'épanchement (certains basaltes de la Chaîne des Puys, etc.)

Enfin, il y a lieu de signaler le cas réalisé par le basalte à grands cristaux du mont Dore, dit « basalte demi-deuil », qui a été décrit par M. Michel-Lévy sous le nom de basalte *semi-ophitique*. Dans cette roche les cristaux du premier temps de consolidation sont constitués par de l'olivine ainsi que par de l'augite et du labrador en cristaux automorphes, groupés ophitiquement et noyés dans un magma microlitique.

Ces deux catégories de cristaux feldspathiques, phénocristaux et microlites, ne coexistent pas dans toutes les roches d'épanchement à structure microlitique. Les microlites manquent, en effet, parfois plus ou moins complètement. C'est ce qui a lieu dans les roches refroidies brusquement (obsidiennes, scories et ponces). Les grands cristaux existent alors seuls au milieu d'un verre plus ou moins homogène [obsidienne de Ramburtet, de Verrière (*Cantal*)<sup>1</sup> etc.].

Dans d'autres cas, au contraire, ce sont les phénocristaux qui manquent totalement. C'est ce qu'on observe en particulier dans les roches basiques (labradorites et basaltes) qui, épanchées en grandes masses et à haute température, se sont refroidies lentement [basaltes doléritiques (dolérites des anciens auteurs) du Plateau Central, Bouzentès près Saint-Flour, Seriers, Bercheval, Espinasse, Cussagol (*Cantal*), Battu (*Puy-de-Dôme*), andésite diabasique de Beaulieu près Aix

1. Dans beaucoup de pechsteins, de perlites (mont Dore) d'obsidiennes, ces grands cristaux manquent eux-mêmes et la roche est entièrement vitreuse, mais je n'ai pas à m'occuper de ce cas dans ce chapitre, consacré exclusivement aux feldspaths.

(*Bouches-du-Rhône*), qui présentent la plus grande analogie avec les diabases anciennes ayant une même origine]. Dans ces roches, les plagioclases (andésine, labrador, labrador-bytownite), et rarement l'orthose, associés aux feldspaths tricliniques, forment de grands cristaux aplatis suivant  $g^A$  (010), orientés dans le sens de la fluidalité de la roche ou enchevêtrés si la consolidation s'est effectuée dans des conditions parfaites de tranquillité. Leurs intervalles sont remplis par le pyroxène, la magnétite, et le plus souvent par un résidu vitreux plus ou moins abondant, qui contient parfois quelques microlites. Quand le pyroxène forme de grands cristaux au lieu de se présenter en microlites, la roche devient ophitique. Beaucoup d'ophites holocristallines des Pyrénées sont à rapporter à ce type pétrographique : elles établissent le passage entre les roches microlitiques proprement dites et les roches grenues.

Les roches microlitiques filoniennes ne renferment souvent du feldspath qu'à un seul temps de consolidation ; c'est ce qui a lieu notamment pour les trachytes (*orthophyres*), les andésites et les labradorites (*porphyrites*) micacées et amphiboliques anciennes, si abondantes dans le Plateau Central, le Morvan, les Vosges, etc. Les cristaux feldspathiques de ces roches peuvent être comparés aux microlites des roches volcaniques ; il en est de même pour les feldspaths des variétés à grands éléments de ces mêmes roches (*minettes* des Vosges, *kersantites* de Bretagne, etc.).

A côté des formes normales de microlites qui viennent d'être énumérées, il y a lieu de signaler la tendance que ceux-ci ont dans certaines roches à prendre une forme arborisée [andésites siluriennes (*porphyrites*) de Menez Hom (*Finistère*), andésites micacées (*porphyrites*) de l'*Allier*] ou à se grouper en sphérolites.

Enfin dans les roches vitreuses les microlites présentent très fréquemment des formes cristallitiques et squelettiques fort intéressantes.

**Sphérolites.** — Les sphérolites feldspathiques sont formés par la réunion, autour d'un centre, de fibres ou de lamelles appartenant le plus souvent à des types acides (orthose, oligoclase). Ce dernier cas est particulièrement réalisé dans la variolite de la Durance, du Chablais (oligoclase), dans les trachytes (*orthophyres*) et les andésites (*porphyrites micacées*) du Morvan, dans les rhyolites (*porphyres*) pétrosiliceuses. Les éléments de ces sphérolites sont le plus souvent allongés suivant  $pg^A$  (001) (010).

Dans des cas plus rares (rhyolite de l'Uslade au Mont Dore), les sphérolites d'orthose à allongement  $pg^d$  sont accompagnés par des sphérolites dont les propriétés optiques impliquent un allongement suivant  $h^1 g^4$  (100) (010) ou  $ph^1$  (001) (100) (orthose sodique).

Cette disposition palmée ou variolitique des microlites s'observe dans les roches refroidies lentement et dans des conditions de tranquillité parfaite. Elle a été reproduite synthétiquement, avec la plus grande facilité, par MM. Fouqué et Michel-Lévy.

Les tableaux suivants indiquent la nature des grands cristaux et des microlites de quelques types de roches volcaniques françaises récemment étudiés par M. Fouqué (*B. S. M.* 1894). On y verra que ces feldspaths peuvent être très variés, surtout au premier temps de consolidation, et que d'une façon générale les microlites sont plus acides que les cristaux intratelluriques; cette loi, posée pour la première fois par M. Fouqué, dans son étude des roches de Santorin, a été depuis lors généralisée par tous les minéralogistes qui ont étudié des roches volcaniques.

Ces tableaux montrent, en outre, que la nature des microlites est beaucoup moins variée que celle des phénocristaux. Les microlites sont rarement zonés, tandis que l'inverse est presque la règle pour les phénocristaux. Ce fait légitime l'importance attribuée par MM. Fouqué et Michel-Lévy aux microlites pour l'établissement de la classification des roches microlitiques.

Les noms écrits en *italique* sont ceux des feldspaths dominants.

	Premier temps de consolidation ( <i>Phénocristaux</i> )	Second temps de consolidation ( <i>Microlites</i> )
BASALTES		
a) <i>Basaltes doléritiques.</i>		
<i>Cantal.</i> Bouzents.	»	Andésine, <i>labrador</i> , <i>labrador-bytownite</i> , bytownite.
Seriens.	»	Andésine, <i>labrador</i> , <i>labrador-bytownite</i> , moulés par un feldspath plus acide (oligoclase).
Bercheval, près Le Vaulmier.	»	<i>Labrador</i> , <i>labrador-bytownite</i> , bytownite, puis microlites plus petits de <i>labrador</i> .
Espinasse.	»	<i>Andésine</i> , <i>labrador</i> , bytownite.
<i>Aveyron.</i> Cussagol, près Mur- de-Barrez.	»	<i>Labrador</i> , bytownite.
<i>Puy-de-Dôme.</i> Battu.	»	<i>Labrador</i> .
Lusclade (mont Andésine, <i>labrador</i> , bytownite grou- Dore). Basalte pés ophitiquement avec le pyro- semi-ophitique xène.	»	<i>Oligoclase-andésine</i> .

b) *Basaltes normaux.*

<i>Cantal.</i> Lubihac.	<i>Labrador, labrador-bytownite, quel- quefois bytownite.</i>	<i>Labrador.</i>
Plomb du Cantal.	<i>Labrador.</i>	<i>Labrador.</i>
Hougnède.	<i>Labrador, bytownite.</i>	<i>Labrador.</i>
Castel-Noël.	<i>Labrador, labrador-bytownite.</i>	<i>Labrador, labrador-bytownite.</i>
Vergne.	<i>Labrador, labrador-bytownite, by- townite.</i>	<i>Labrador, labrador-bytownite.</i>
Martinet.	<i>Labrador, labrador-bytownite, by- townite.</i>	<i>Labrador.</i>

c) *Basaltes à hornblende.*

<i>Cantal.</i> Chambeuil.	<i>Labrador, labrador-bytownite.</i>	<i>Labrador.</i>
---------------------------	--------------------------------------	------------------

d) *Basaltes andésitiques.*

<i>Puy-de-Dôme.</i> Pont de Besse.	<i>Oligoclase-andésine, andésine.</i>	<i>Oligoclase-andésine<sup>1</sup>.</i>
Église de Besse.	<i>Oligoclase-andésine, andésine.</i>	<i>Oligoclase-andésine.</i>
La Morangie.	<i>Anorthose et sanidine, oligoclase- andésine, labrador, labrador- bytownite, bytownite.</i>	<i>Oligoclase-andésine.</i>

## LABRADORITES

<i>Cantal.</i> Dienne.	<i>Andésine, labrador, bytownite.</i>	<i>Andésine, labrador.</i>
------------------------	---------------------------------------	----------------------------

## ANDÉSITES

a) *Andésites augitiques.*

<i>Bouches-du-Rhône.</i> Beaulieu (roche doléritique).	»	<i>Andésine, labrador, anorthose.</i>
<i>Cantal.</i> Chastel près Murat.	<i>Oligoclase-andésine, andésine, labra- dor.</i>	<i>Oligoclase-andésine.</i>

b) *Andésites à augite.*

<i>Cantal.</i> Sévérac.	<i>Andésine, labrador, labrador-bytow- nite, bytownite.</i>	<i>Oligoclase-andésine, andésine?</i>
-------------------------	---	---------------------------------------

c) *Andésites à hornblende.*

<i>Cantal.</i> Chastel.	<i>Oligoclase-andésine, andésine.</i>	<i>Oligoclase-andésine.</i>
Lioran.	<i>id.</i>	<i>id.</i>
Pignon près Murat.	<i>Andésine, labrador.</i>	<i>id.</i>
Fraisse-Haut.	<i>Labrador.</i>	<i>id.</i>
La Chassagne.	<i>Andésine.</i>	<i>id.</i>
Plomb du Cantal.	<i>Andésine, labrador, labrador-bytow- nite, bytownite.</i>	<i>id.</i>

1. Dans ces roches l'andésine-oligoclase n'a pas été distinguée de l'oligoclase-andésine.



Chambeuil.	<i>Andésine, labrador.</i>	<i>Oligoclase-andésine.</i>
Cbeylude.	<i>Andésine, labrador.</i>	id.
Combenègre.	<i>Labrador, labrador-bytownite.</i>	id.
Ravin d'Alagnon.	<i>Oligoclase-andésine, andésine, labrador.</i>	id.
id.	<i>Oligoclase-andésine.</i>	id.
Crête de Lapsou.	<i>Andésine, labrador.</i>	<i>Oligoclase-andésine, labrador.</i>
Viaguin.	<i>Oligoclase-andésine, andésine.</i>	<i>Oligoclase-andésine.</i>
Auzolle-Haut.	<i>Oligoclase-andésine, andésine, labrador.</i>	id.
Lioran.	id.	id.

d) *Andésites à hornblende et biotite.*

<i>Cantal.</i> Lioran.	<i>Oligoclase-andésine, andésine.</i>	<i>Oligoclase-andésine.</i>
------------------------	---------------------------------------	-----------------------------

e) *Andésite à biotite.*

<i>Cantal.</i> Peyre-Arse.	<i>Andésine.</i>	<i>Oligoclase-andésine.</i>
Chastel près Murat.	<i>Oligoclase-andésine, andésine, labrador, labrador-bytownite.</i>	id.
Marniac.	<i>Andésine.</i>	id.
Pied n. du Plomb.	<i>Oligoclase-andésine, andésine.</i>	
Ramburtet (obsidienne).	<i>Oligoclase-andésine, andésine.</i>	id.
Carrière de Lescuno près Murat.	<i>Oligoclase-andésine, andésine, labrador.</i>	<i>Oligoclase-andésine.</i>
Le Croizet.	<i>Oligoclase? oligoclase-andésine, andésine.</i>	<i>Oligoclase-andésine, andésine.</i>
<i>Puy-de-Dôme.</i> Rigolet-Haut (mont Dore).	<i>Oligoclase-andésine, andésine.</i>	id.

f) *Andésite micacée à biotite.*

<i>Cantal.</i> Fraisse-Haut.	<i>Andésine.</i>	<i>Oligoclase-andésine.</i>
------------------------------	------------------	-----------------------------

g) *Andésite à hornblende et haiïne (téphrite).*

<i>Cantal.</i> Bataillouze.	<i>Oligoclase-andésine, andésine, labrador.</i>	<i>Oligoclase-andésine.</i>
-----------------------------	---	-----------------------------

TRACHYANDÉSITES

<i>Puy-de-Dôme.</i> Puy-Ferrand.	<i>Oligoclase-andésine, andésine, sanidine.</i>	<i>Oligoclase-andésine, sanidine.</i>
Vallée de la Cour.	<i>Oligoclase-andésine, sanidine.</i>	<i>Oligoclase, oligoclase-andésine, sanidine.</i>
La Morangie.	<i>Oligoclase, oligoclase-andésine, anorthose, sanidine.</i>	id.
Sommet du Sancy.	<i>Oligoclase-andésine, andésine, anorthose, sanidine.</i>	<i>Oligoclase, oligoclase-andésine, sanidine.</i>
Lusclade.	<i>Oligoclase-andésine, andésine, anorthose, sanidine.</i>	<i>Oligoclase-andésine, sanidine.</i>

## PHONOLITES

a) *Phonolites feldspathiques.*

<i>Cantal.</i> Thiézac.	Oligoclase-andésine, <i>anorthose.</i>	Oligoclase-andésine, <i>anorthose</i> et sanidine.
La Terrisse.	id.	Oligoclase-andésine, <i>anorthose.</i>
Puy Griou.	Oligoclase-andésine, <i>anorthose.</i>	id.
<i>Haute-Loire.</i> Liberté.	Anorthose.	id.

b) *Phonolites néphéliniques.*

<i>Cantal.</i> Thiézac.	Anorthose et sanidine.	<i>Anorthose</i> et <i>sanidine.</i>
<i>Madagascar.</i> Diégo-Suarez.	Sanidine.	<i>Sanidine.</i>

β. *Comme produit secondaire.*

Les roches éruptives renferment parfois des feldspaths produits par voie secondaire aux dépens d'autres feldspaths. L'albite surtout se forme dans ces conditions; on la rencontre dans le granite et les granulites, plus rarement dans les roches éruptives basiques, les leucotéphrites, etc. Elle s'y présente parfois en très beaux cristaux drusiques. Dans les lherzolites et les filons de pyroxénolites qui leur sont associés (*Pyénées*), j'ai observé des cas intéressants de production d'anorthite qui seront décrits plus loin.

2° *Dans les roches sédimentaires métamorphisées par les roches éruptives*

On verra à l'article *orthose* que le granite et la granulite déterminent à leur contact dans les gneiss, dans les micaschistes, dans les schistes argileux et dans les grès paléozoïques, la formation des feldspaths acides qu'ils renferment eux-mêmes : il se produit ainsi des roches qui offrent la plus grande analogie avec les schistes cristallins feldspathiques (*contact du granite* : Flamanville, Saint-Léon, *Pyénées* — *schistes et micaschistes granulitisés* du Morvan, de Bretagne, etc.).

Les calcaires métamorphisés par les mêmes roches sont fréquemment transformés en roches basiques (amphibolites, cornéennes), dans lesquelles les plagioclases basiques abondent.

J'ai montré que, dans les *Pyénées*, les calcaires jurassiques métamorphisés par la lherzolite sont parfois riches en feldspaths grenus, les mêmes roches pouvant présenter associées de l'anorthite et de l'orthose ou du microcline.

Au contact des ophites des *Pyénées*, plus rarement à celui de la lherzolite, ces calcaires renferment de remarquables cristaux d'albite offrant les mêmes formes que ceux qui vont être signalés plus loin.

Les enclaves énallogènes des roches volcaniques acides fournissent parfois (mont Dore) des cristaux néogènes d'orthose sodique.

3° *Dans les schistes cristallins et les roches sédimentaires transformés en dehors de l'action de roches éruptives.*

Les roches cristallophylliennes qui renferment des feldspaths sont désignées dans cet ouvrage sous le nom général de *gneiss*. Les gneiss normaux, les gneiss porphyroïdes, les gneiss amphiboliques, les gneiss pyroxéniques, correspondent respectivement, comme composition minéralogique, sinon comme structure, au granite, au granite porphyroïde, à la diorite, à la diabase. Leurs feldspaths sont généralement grenus et dépourvus de formes géométriques.

La formation de roches similaires aux gneiss par l'action de roches éruptives sur des sédiments donne des indications sur le mode de formation probable de beaucoup de ces roches. Il faut donc donner au nom de « gneiss » une signification minéralogique plutôt que stratigraphique.

Des feldspaths sont aussi rencontrés dans les calcaires (cipolins) intercalés dans les gneiss ou micaschistes feldspathisés ; ils y forment généralement des grains arrondis, très rarement pourvus de contours géométriques.

De nombreux schistes, et calcaires paléozoïques ou moins anciens, au contact desquels ne s'observe aucune roche éruptive, renferment des feldspaths dont la formation peut être attribuée au métamorphisme régional ; ils seront décrits aux articles *orthose* et *albite*. Dans les calcaires (albite), ils forment des cristaux remarquablement nets : dans les schistes, ils constituent le plus généralement des masses globulaires sans formes géométriques, ils donnent parfois à la roche une texture globulaire ou porphyroïde (Alpes, Corse). La formation de ces cristaux est fréquente dans certaines régions où les actions dynamiques ont été énergiques. Mais celles-ci ne sont pas indispensables pour la production de ces feldspaths, qui se rencontrent dans les calcaires sédimentaires jurassiques ou crétacés de régions telles que le bassin de Paris.

4° *Dans les fentes de roches diverses, par voie hydrothermale.*

Les fentes d'un grand nombre de roches éruptives ou métamorphiques sont tapissées de cristaux feldspathiques appartenant exclusivement à l'orthose (adulaire) et à l'albite (et plus rarement à l'oligoclase-albite).



leurs gisements, voir à *granulite* (page 78) et à *microgranulite* (page 84).

Ces diverses macles présentent entre elles des associations régulières, qui seront étudiées page 88 à l'occasion des cristaux de Four-la-Brouque, dans lesquels elles sont fréquentes.

Les angles observés donnés ci-dessous représentent les moyennes de mes mesures prises sur de petits cristaux à faces brillantes des pegmatites de Batz.

	Angles			Angles			Angles	
	calculés	mesurés		calculés	mesurés		calculés	mesurés
$mh^1$	118°48'	118°40'	$\left[ \begin{array}{l} pg^1/2 \\ g^1 e^{1/2} \\ pg^1 \end{array} \right.$	135° 3'	135° 7'	$\left[ \begin{array}{l} e^1 m \text{ ant.} \\ b^1 / m \text{ ant.} \\ a^{1/2} m \text{ ant.} \\ e^{1/2} e^{1/2} s. b^{1/2} \\ b^{1/2} a^{1/2} \text{ adj.} \end{array} \right.$	128°53'	128°50'
$*mg^1$	149°24'			134°57'	134°56'		85° 8'	85° 9'
$h^1 g^1$	120°36'	120°37'		90°			45°41'	45°38'
$mg^2$	150° 0'	150° 2'	$\left[ \begin{array}{l} pm \text{ ant.} \\ pb^{1/2} \text{ adj.} \\ pg^2 \text{ ant.} \\ g^1 b^{1/2} \\ g^1 a^1 \\ b^{1/2} b^{1/2} s. a^1 \end{array} \right.$	112°16'	112°16'	$\left[ \begin{array}{l} e^{1/2} g^1 \text{ ant.} \\ b^{1/2} g^2 \text{ post.} \\ a^{1/2} g^2 \text{ ant.} \\ a^1 g^2 \text{ post.} \end{array} \right.$	96°47'	96°40'
$\beta^2 g^2$	150°36'			124°42'	124°45'		140°32'	140°32'
$ph^1 \text{ ant.}$	116° 7'			102°29'	102°31'		140°13'	140°10'
$*pa^1 \text{ adj.}$	129°40'	129°42'	$\left[ \begin{array}{l} g^1 b^{1/2} \\ g^1 a^1 \\ b^{1/2} b^{1/2} s. a^1 \end{array} \right.$	116°53'	116°50'	$\left[ \begin{array}{l} a^1 g^2 \text{ ant.} \\ a^1 g^2 \text{ post.} \end{array} \right.$	125° 0'	125° 4'
$*a^1 h^1 \text{ adj.}$	114°13'			90°			66°31'	66°31'
$pa^{1/2} \text{ adj.}$	99°37'	99°36'		126°14'			101°37'	
$a^{1/2} h^1 \text{ adj.}$	144°16'		$\left[ \begin{array}{l} e^{1/2} m \text{ post.} \\ a^1 m \text{ ant.} \end{array} \right.$	95°15'	95°15'	Macle de Four-la-Brouque		
$a^{1/7} h^1 \text{ adj.}$	170°41'					$a^{1/2} a^{1/2}$	160°46'	
$a^{1/8} h^1 \text{ adj.}$	171°54'					$a^1 a^1$	129°40'	

*Faciès des cristaux.* Les cristaux simples d'orthose se présentent sous quatre formes principales :

1° Cristaux aplatis suivant  $g^1$  (010) et allongés suivant l'axe vertical (type I, fig. 1, p. 25). Ils ont parfois un aspect orthorhombique, par suite de l'égal développement de  $p$  (001) et de  $a^1$  ( $\bar{1}01$ ).

2° Cristaux allongés suivant l'arête  $pg^1$  (001) (010), tantôt les faces  $p$  et  $g^1$  sont également développées (type II, fig. 2, page 25), tantôt il y a aplatissement suivant  $g^1$  (010) (fig. 44, page 98) ou plus rarement suivant  $p$  (001) (fig. 45, page 100).

Ces deux formes se rencontrent dans la plupart des roches volcaniques.

3° Cristaux lamelleux suivant  $g^1$  (010) (type III, fig. 3 à 6 de la page 25) : c'est la forme d'un très grand nombre de microlites d'orthose; ils s'enfilent parfois en grand nombre suivant l'axe vertical (trachytes du Puy-de-Dôme, etc.).

4° Cristaux également développés suivant les axes  $a$  et  $b$  et très aplatis suivant  $p$  (001) (type VI, page 26, fig. 8). Cette forme est

spéciale aux druses des roches volcaniques et à celles de leurs enclaves.

5° Cristaux allongés suivant l'axe vertical présentant le plus souvent les faces  $m$  (110),  $a^1$  ( $\bar{1}01$ ), avec ou sans  $p$  (001). Cette forme est caractéristique de l'adulaire (type IV, page 26). Ces cristaux se groupent parfois en grand nombre à axes parallèles  $h^1$  (100) (fig. 51, page 112).

6° Dans les sphérolites, l'orthose est le plus généralement allongée suivant  $pg^1$  (001) (010), elle l'est plus rarement suivant  $h^1 g^1$  (100) (010) ou  $ph^1$  (001) (100).

Les faciès des cristaux maclés ont été étudiés plus haut.

Les faces de la zone prismatique, et surtout  $m$  (110),  $g^2$  (130), sont parfois striées verticalement dans l'adulaire. Dans cette dernière variété les faces  $g^2$  (130) sont souvent ternes et recouvertes de ripidolite. Les faces  $p$  (001) et  $a^1$  ( $\bar{1}01$ ) sont parfois striées parallèlement à leurs intersections mutuelles et passent ainsi insensiblement l'une à l'autre en formant aux cristaux des sommets arrondis. La face  $a^1$  ( $\bar{1}01$ ) est beaucoup moins brillante et se distingue aisément de  $p$  (001) dans les macles de Carlsbad : les deux faces appartenant à deux individus différents se trouvent alors sensiblement sur le même plan.

L'orthose se présente souvent, en outre, sous forme de masses laminaires sans contours géométriques.

*Déformations mécaniques.* L'orthose des roches dynamométamorphisées présente de remarquables phénomènes d'écrasement et de torsion.

*Clivages.* Clivage parfait suivant  $p$  (001), moins facile suivant  $g^1$  (010). Clivages plus ou moins faciles suivant  $m$  (110) (Limousin), souvent aidés par la présence de lamelles de damourite (env. de Vicdessos); parfois l'un de ces clivages est plus facile que l'autre. Plans de séparation (secondaires?) suivant  $h^1$  (100) et suivant une face  $a^{1r}$  ( $\bar{7}01$ ) ou  $a^{1s}$  ( $\bar{8}01$ ) très voisine de  $h^1$  (100); c'est à l'existence de ces derniers qu'est attribuée l'opalescence de certaines variétés d'orthose (adulaire, pierre de lune, certaines sanidines, etc.). Les cristaux de sanidine sont extrêmement fendillés.

*Dureté.* 6. La sanidine est très fragile.

*Densité.* 2,55 à 2,58; 2,56 adulaire (dôme du Gouter).

*Coloration et éclat.* Incolore, blanc gris, rose de chair, rougeâtre, brun, vert. Toutes ces colorations sont d'origine secondaire et dues à des inclusions ou à des altérations.

Transparente (*adulaire, sanidine*).

Poussière blanche. Éclat vitreux, nacré sur le clivage  $p$  (001). Les cristaux d'orthose des roches volcaniques récentes possèdent un éclat vitreux très vif; ils sont très fendillés et ont reçu le nom de *sanidine*.

*Inclusions.* L'orthose ne présente pas d'inclusions caractéristiques, les inclusions gazeuses, liquides ou vitreuses qu'elle contient étant seulement parfois géométriquement orientées suivant les faces limitant le cristal.

Dans l'adulaire des Pyrénées et des Alpes, on observe souvent en très grande abondance des inclusions de ripidolite uniformément ou irrégulièrement distribuées. Elles donnent aux cristaux qui les renferment une couleur verte et une surface raboteuse (*adulaire chloritée*) (fig. 49, page 110). Dans des cristaux translucides d'adulaire de l'Oisans, j'ai observé un noyau brunâtre (fig. 52) constitué par des produits chloriteux, entouré par un revêtement extérieur limpide.

*Propriétés optiques.* Dans la plupart des orthoses, le plan des axes optiques est perpendiculaire à  $g^1$  (010), sa trace  $n_p$  fait dans  $g^1$  (010) un angle de  $+5^\circ$  avec  $p$  (001).

La bissectrice aiguë est *négative* ( $n_p$ ); la bissectrice obtuse  $n_g$  est rigoureusement perpendiculaire au clivage  $g^1$  (010).

M. des Cloizeaux a fait voir que, lorsqu'on chauffe progressivement une lame d'orthose perpendiculaire à la bissectrice aiguë  $n_p$ , l'écartement des axes diminue avec l'augmentation de température, devient nul, puis les axes s'ouvrent dans un

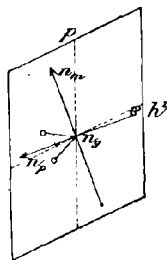


Fig. 1.

Orthose non déformée.

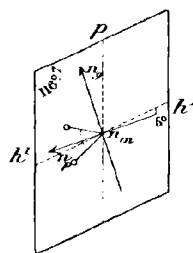


Fig. 2.

Orthose déformée.

Plan des axes optiques parallèle à  $g^1$ (010).

plan perpendiculaire au premier, c'est-à-dire parallèle à  $g^1$  (010).

Dans les feldspaths à axes presque réunis, le plan des axes est souvent perpendiculaire à  $g^1$  (010) pour les rayons rouges et parallèle à  $g^1$  (010) pour les rayons bleus.

Ce changement de propriétés est réversible, à condition que la température n'ait pas été poussée au delà de  $600^\circ$ , car alors la transformation devient permanente. Cette position du plan des axes optiques existe normalement dans certaines orthoses appelées *orthoses déformées* par opposition aux orthoses normales (*orthoses non déformées*).

Certains feldspaths présentent même les deux orientations dans des plages différentes d'un même cristal.

Dans les orthoses non déformées, autour de la bissectrice aiguë, la dispersion horizontale est nette, avec  $\rho > \nu$ ; dans les orthoses déformées, la dispersion inclinée est peu intense, avec  $\rho < \nu$ .

L'écartement des axes des orthoses est très variable; il paraît plus grand dans les orthoses des roches anciennes (granite, granulite, microgranulite, gneiss) et parfois dans les fissures de roches diverses (adulaire) que dans celle (sanidine) des roches volcaniques. M. des Cloizeaux a observé dans l'adulaire :  $2E = 120^{\circ}12'$  (d'où  $2V$  voisin de  $70^{\circ}$ ).

J'ai mesuré les angles suivants sur les feldspaths de gisements décrits plus loin :

	<b>2 E</b> (Na)
Orthose des microgranulites de Croux (Saône-et-Loire)	93°30
— des granulites de Batz (Loire-inférieure)	79°
— ( <i>sanidine</i> ) des tufs volcaniques de Raschgoun	63° (Fq)
— — de l'andésite d'Ayrens (Cantal)	62°
— — des trachytes de la Grande Cascade (Puy-de-Dôme)	60°34' (Dx)
— — id.	54°
— — des tufs trachytiques de Raulhac (Cantal)	58°30

Dans les roches d'Auvergne, récemment étudiées par M. Fouqué (*B. S. M.* XVII. 1894), l'angle des axes de la sanidine est toujours très faible.

D'autre part, j'ai pu constater que dans les feldspaths des granites ou gneiss enclavés dans les roches basaltiques d'Auvergne l'orthose présente un écartement d'axes très faible, souvent presque nul; tantôt le minéral est déformé, tantôt, au contraire, il ne l'est pas : cette modification des propriétés optiques est due à l'action de la forte chaleur à laquelle ont été portées ces roches pendant leur enclavement.

En résumé, dans l'orthose non déformée, l'angle  $2V$  varie de  $0^{\circ}$  à  $70^{\circ}$  environ. Il est toujours faible dans l'orthose déformée. M. des Cloizeaux a obtenu, pour l'adulaire du Saint-Gothard (rayons jaunes) :

$$\begin{aligned} n_g &= 1,5260 \\ n_m &= 1,5237 \\ n_p &= 1,5190 \\ n_g - n_p &= 0,007 \end{aligned}$$

M. Fouqué a donné pour la sanidine sodique de l'île de Raschgoun :

$$\begin{aligned} n_m &= 1,5282 \quad (\text{Na}) \\ &1,5253 \quad (\text{Li}) \end{aligned}$$

Les roches sodiques renferment une variété d'orthose riche en



sodium (*orthose sodique*, *Natronorthoklas*) dans laquelle l'angle d'extinction atteint  $+ 11^\circ$ . La biréfringence est plus forte que celle de l'orthose potassique, qu'elle épigénise parfois dans les syénites néphéliniques. L'écartement des axes optiques paraît être plus grand que celui de l'orthose normale, qui l'accompagne parfois.

*Groupements d'orthose et de divers minéraux.* Je renvoie pour plus de détails à la page 30. Je rappellerai seulement ici combien sont fréquents les groupements micropertitiques d'orthose et d'albite (ce dernier feldspath formant dans l'orthose des traînées irrégulières, dans lesquelles il est géométriquement orienté avec elle), d'orthose et d'anorthose (ce dernier feldspath se présentant ordinairement en facules au milieu du premier).

Dans les cavités des pegmatites, il existe souvent des cristaux d'orthose recouverts par de l'albite géométriquement orientée sur eux : on verra plus loin que ces périmorphoses sont d'origine secondaire.

M. Brögger a donné le nom de *kryptoperthite* à des groupements submicroscopiques d'orthose et d'albite (*syénites néphéliniques*). L'angle d'extinction de l'albite dans  $g^1(010)$  étant d'environ  $20^\circ$  et celui de l'orthose  $5^\circ$ , l'extinction du groupement est d'environ  $12^\circ$ , et le minéral examiné aux faibles grossissements paraît être une orthose sodique.

#### *Composition chimique.*

a) Composition correspondant à la formule  $KAlSi^3O^8$ ;

Une petite quantité de potassium est souvent remplacée par du sodium. On a vu plus haut que l'*orthose sodique* se rapproche, par ses propriétés optiques, de l'*anorthose*, plus riche en sodium qu'en potassium.

Analyses : b) de la sanidine de la Grande Cascade, par Berthier (A. M. V. 540. 1834);

c) de l'orthose de la microgranulite de Four-la-Brouque, par Pisani (in Gonnard, *op. cit.*, 47);

d) de l'orthose de la pegmatite de l'étang du Xénois, par Delesse (A. M. XVI. 99. 1849);

e) de l'orthose rose du granite amphibolique du Ballon de Servance, par Delesse (A. M. XIII. 671. 1848);

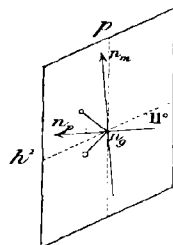


Fig. 3.  
Orthose sodique.  
Plan des axes optiques  
parallèle à  $g^1(010)$ .

f) de l'orthose blanche de la protogine de Chamonix, par Delesse (B. S. G. VI. 233. 1849);

g) de l'orthose des tufs leucitiques de Raschgoun, par M. Vélain (C. R. LXXIX. 250. 1874).

	a)	b)	c)	d)	e)	f)	g)
Si O <sup>2</sup> .....	64,7	66,10	64,65	63,92	64,26	66,48	66,72
Al <sup>2</sup> O.....	18,4	19,80	20,30	} 20,05	19,27	19,06	19,73
Fe <sup>2</sup> O <sup>3</sup> .....	»	»	traces		»	»	»
Fe O.....	»	»	»	»	0,50	»	»
Mn <sup>2</sup> O <sup>3</sup> .....	»	»	»	0,30	»	»	»
K <sup>2</sup> O.....	16,9	6,90	12,61	10,41	10,58	10,52	3,71
Na <sup>2</sup> O.....	»	3,70	1,85	3,10	2,88	2,30	7,63
Ca O.....	»	»	0,40	0,75	0,70	0,63	2,20
Mg O.....	»	2	0,70	0,60	0,77	»	0,10
Perte	»	»	»	0,41	0,40	»	»
	100,0	98,50	100,51	99,54	99,36	98,99	100,09

Je donne ici comme document historique l'analyse de Berthier, qui a été faite sur un feldspath impur; je n'ai pas cru devoir faire une nouvelle analyse de ce feldspath, tous les cristaux de sanidine du Mont Dore que j'ai examinés étant criblés de bandelettes d'anorthose.

L'analyse g) semblerait indiquer que le feldspath de Raschgoun est une anorthose; on verra plus loin les raisons pour lesquelles je rattache ce feldspath à l'orthose.

Filhol a publié (C. R. LCII. 1059. 1881) une série d'analyses d'orthose ou de microcline des pegmatites de la vallée de Bagnères-de-Luchon; les minéraux étudiés étaient notoirement impurs.

L'orthose des néphélines renferme souvent une petite quantité de baryum, sans pouvoir cependant être rapportée à la hyalophane.

*Essais pyrognostiques.* L'orthose fond au chalumeau en un émail blanc, d'autant plus facilement que la proportion de soude est plus grande. Inattaquable par les acides ordinaires, très attaquable par l'acide fluorhydrique.

*Altérations.* L'orthose présente des altérations nombreuses, et particulièrement la damouritisation et la kaolinisation. Ces altérations ayant été décrites plus haut, je n'y reviendrai pas, me contentant de rappeler que les produits de transformation sont souvent constitués par une masse micacée, jaune cirreuse (*pinitoïde*), qui se rencontre en abondance

dans toutes les régions granitiques. Le quartz, l'épidote accompagnent souvent ces diverses pseudomorphoses.

La transformation en glauconie est fréquente dans les grains clastiques d'orthose de certaines roches sédimentaires (voir page 44).

Ce n'est que dans l'orthose de Sainte-Marie-aux-Mines que s'observent (page 43) les pseudomorphoses en pseudophite.

J'ai indiqué page 45 les conditions dans lesquelles s'effectue la zéolitisation des orthoses des roches sodiques.

Dans un seul gisement français (Chaludet, page 48) j'ai observé la transformation d'orthose en tourmaline.

Les sanidines des roches volcaniques d'Auvergne présentent de beaux exemples de transformation en alunite sous l'influence de fumerolles sulfureuses (page 49).

Enfin les feldspaths potassiques des enclaves des roches volcaniques montrent très fréquemment les diverses modifications dont il a été question page 30 (fig. 7).

*Diagnostic.* La caractéristique de l'orthose, indépendamment de sa composition chimique, réside dans son système cristallin [entraînant une valeur de  $90^\circ$  pour l'angle des deux clivages faciles  $p$  (001) et  $g^1$  (010)] et dans ses propriétés optiques. L'orthose est de tous les feldspaths celui dont l'angle des axes optiques, la réfringence et la densité sont les plus faibles.

## GISEMENTS ET ASSOCIATIONS

La dissémination de l'orthose est très grande. Ce feldspath se rencontre dans un grand nombre de gisements comme élément normal constant et dans d'autres comme élément accidentel.

Je passerai successivement en revue les divers modes de gisements suivants :

- 1° Dans les roches éruptives et leurs enclaves homogènes;
- 2° Dans les roches sédimentaires modifiées au contact des roches éruptives;
- 3° Dans les schistes cristallins;
- 4° Dans les roches sédimentaires métamorphosées indépendamment de l'action de roches éruptives;
- 5° Dans les fissures de roches diverses, comme produit secondaire;
- 6° Dans les roches clastiques.

1° *Dans les roches éruptives.*a) *Dans les roches quartzifères.*α. *Dans le granite.*

L'orthose constitue un des éléments dominants des granites normaux. Elle y forme des individus sans contours géométriques, postérieurs aux plagioclases qui eux-mêmes englobent les éléments colorés. Le quartz est postérieur à l'orthose.

A l'état frais, l'orthose du granite est incolore, transparente, et possède l'aspect de l'adulaire; mais, en réalité, ce feldspath ne se présente presque jamais sous cet aspect : il est blanc, jaune, rouge ou vert, plus ou moins opaque, grâce à des produits d'altération nombreux qui se forment à ses dépens; la coloration rouge si fréquente, notamment, est due à des infiltrations ferrugineuses.

Les altérations micacées transforment l'orthose en une masse d'un jaune plus ou moins vif, tendre et plus dense que le minéral intact (*pinitoïde*). Elles se produisent soit par le centre soit par la périphérie; la formation d'épidote dans le feldspath n'est pas rare.

L'orthose du granite est fréquemment maclée suivant la loi de Carlsbad. L'examen microscopique montre qu'elle renferme souvent des bandelettes d'albite, d'anorthose et que (surtout sur le bord des massifs granitiques, à leur contact avec des roches sédimentaires, Michel-Lévy : *B. C. F.* n° 36. 1894) elle est riche en inclusions de quartz vermiculé (fig. 26, page 36).

Dans le granite normal, les divers éléments sont bien calibrés, mais il existe aussi des types devenus porphyroïdes, grâce au développement de grands cristaux d'orthose ou de microcline qui souvent s'orientent dans des directions parallèles. Cette orientation, qui n'est parfois pas visible dans des échantillons de collection, est manifeste quand on étudie la roche en place et en particulier sur le front de taille des carrières.

Tantôt ces granites porphyroïdes constituent, dans les massifs granitiques, des masses intrusives spéciales, dont l'âge diffère de celui des autres granites (c'est ce qui a lieu notamment dans certaines parties de la Bretagne, etc.); tantôt, au contraire, ils ne représentent que des particularités de granite à grains uniformes; ce cas est réalisé dans le massif granitique de Quérigut (*Ariège*), à La Sorderie près Rocheservière (*Vendée*). Le socle de la statue de Napoléon 1<sup>er</sup> érigée à La

Roche-sur-Yon est constitué par un magnifique bloc de granite porphyroïde provenant de ce dernier gisement; dans la carrière d'où il a été extrait, on ne trouve plus actuellement que du granite normal.

Les grands cristaux d'orthose se rapportent à deux types : l'un (type I, fig. 1, page 25) présente les formes  $p$  (001),  $g^1$  (010),  $a^{1/2}$  ( $\bar{2}01$ ),  $m$  (110) et plus rarement  $g^2$  (130); ils sont allongés suivant l'axe vertical, aplatis suivant  $g^1$  et souvent maclés suivant la loi de Carlsbad (fig. 9 et 10, page 26); l'autre (type II, fig. 2, page 25) est constitué par les mêmes formes, mais les cristaux sont allongés suivant l'arête  $pg^1$ . Ces cristaux sont toujours pauvres en faces.

L'orthose des granites porphyroïdes est souvent de grande taille et particulièrement dans le premier type. Il n'est pas rare de trouver des cristaux atteignant et même dépassant un décimètre de plus grande dimension. Ils se distinguent de ceux des microgranulites, qui seront étudiées plus loin, par la rugosité de leurs faces, qui portent l'empreinte de la biotite, du quartz et des autres feldspaths constituant la roche. Cette particularité permet de reconnaître aisément, au moins pour les gisements français, les cristaux d'orthose provenant des arènes granitiques. Elle s'explique aisément : l'orthose du granite, étant l'élément le dernier produit des roches qui le renferment, a incrusté les nombreux minéraux déjà formés et par suite n'a pu prendre des faces rigoureusement planes.

Les granites porphyroïdes sont très développés en France. Je ne citerai ici que quelques gisements dont j'ai étudié les grands cristaux afin de les différencier de ceux de microcline, dont il sera question plus loin. Je ne m'occuperai pas du granite normal, qui ne présente pas grand intérêt au point de vue de l'orthose.

**Bretagne.** — *Finistère.* L'orthose du granite porphyroïde de Brélès que m'a remise M. Barrois présente les deux formes habituelles.

**Vendée.** — Les grands cristaux du granite porphyroïde de La Sorderie près Rocheservière sont à rapporter à l'orthose.

**Pyrénées.** — *Haute-Garonne.* Toutes les collections pétrographiques renferment des échantillons du granite porphyroïde du lac d'Oo; les cristaux d'orthose, d'un beau blanc, y atteignent un décimètre; ils sont très aplatis suivant  $g^1$  (010), très abondants et orientés de telle sorte que la roche présente souvent un aspect gneissique.

*Pyrénées-Orientales.* Les grands cristaux rosés du granite porphyroïde qui se trouve entre Amélie-les-Bains et Palada sont constitués par de l'orthose riche en bandelettes d'albite.

**Cévennes.** — *Gard.* Je dois à l'obligeance de M. Dorlodot d'Armont des cristaux d'orthose du type II provenant du granite porphyroïde de Dourbies à l'extrémité des Cévennes.

Les grands cristaux rougeâtres du mont Lozève près Genolhae que m'a donnés M. Frossard appartiennent au même feldspath.

**Plateau Central.** — *Haute-Loire et Lozère.* Le granite porphyroïde à grands cristaux blancs d'orthose atteignant 10<sup>cm</sup> de longueur constitue en partie la moitié méridionale de La Margeride (bord sud-ouest de la feuille du Puy) et se prolonge à l'ouest sur les confins du *Cantal* et de la *Lozère* (Gévaudan) sur les feuilles de Mende et de Saint-Flour. J'ai examiné les cristaux de feldspath provenant (*Haute-Loire*) de Saugues, d'Ardennes, de La Derochade (gros cristaux non maclés ayant 7<sup>cm</sup> suivant l'axe *a* et 4<sup>cm</sup> 5 suivant l'axe vertical). Ils sont constitués par de l'orthose. On peut les recueillir en individus isolés dans les arènes granitiques; ils sont souvent orientés dans le granite.

*Cantal.* En outre du granite porphyroïde de La Margeride, qui se prolonge dans le Cantal, la même roche avec grands cristaux porphyroïdes d'orthose se rencontre à l'ouest d'Aurillac aux environs d'Omps et de Saint-Mamet (gros cristaux blancs).

*Corrèze.* Une partie de la Corrèze est constituée par le granite à grands cristaux porphyroïdes. J'ai examiné ceux de Mazière; ils sont constitués par de l'orthose; il paraît y exister aussi du microcline.

*Puy-de-Dôme.* Du granite porphyroïde à grands cristaux d'orthose se trouve dans le canton de Saint-Germain-Lherm et sur le flanc occidental du mont Dore entre Latour et Saint-Donat. C'est aussi l'orthose qui constitue les très grands cristaux porphyroïdes du granite de L'Étang près Chanat, ceux de la montée de Ceyrat à Berzet.

*Rhône.* La collection du Muséum renferme un gros cristal non maclé d'orthose provenant du granite porphyroïde de Dardilly; il mesure 7<sup>cm</sup> suivant l'axe vertical.

*Loire.* Les cristaux porphyroïdes blancs du granite de Noiretable sont constitués par de l'orthose.

*Saône-et-Loire.* Les grands cristaux rouges du granite de Romanèche sont également constitués par l'orthose; il en est de même de ceux du granite porphyroïde de divers gisements du Morvan (et en particulier de celui de Bissey, du Binchot en Saint-Micaud, que m'a communiqué M. de Freminville), de Dardon près Toulon-sur-Arroux (M. Berthier), du Mâconnais (Saint-Sorlin, Berzé-la-Ville), etc.

*Nièvre.* J'ai eu l'occasion de constater que c'est à l'orthose que doivent être rattachés les cristaux porphyroïdes du granite de Montsauche à 2 kilomètres du bourg sur la route de Château-Chinon.

**Vosges.** — Les cristaux blancs porphyroïdes des granites à amphibole de La Bresse et les cristaux rouges du ballon de Servance sont constitués par de l'orthose.

#### β. Dans les granulites et les pegmatites.

L'orthose est l'un des éléments constitutifs de la granulite; elle s'y présente le plus généralement avec des formes distinctes; dans les variétés à grands éléments de cette roche, on l'observe en masses laminaires ou en gros cristaux à formes nettes. Enfin, dans les interstices miarolitiques ou les fissures des filons pegmatoïdes, on trouve souvent à l'état libre des cristaux d'orthose à formes très variées et à faces extrêmement nettes; ce sont, parmi les gisements étudiés, les seuls qui, avec ceux des enclaves de trachyte, présentent des faces suffisamment brillantes pour pouvoir être mesurés au goniomètre de réflexion. Ils sont associés à des cristaux de quartz hyalin ou enfumé, à de l'apatite, des micas, du béryl, de la tourmaline, etc.

C'est de ces cristaux que je m'occuperai surtout dans ce paragraphe, l'orthose en masses laminaires étant tellement abondante qu'il me suffira d'en citer quelques gisements bien typiques. Tous les gisements cités aux articles *tourmaline*, *almandin*, *muscovite*, renferment sous cette forme l'orthose seule ou associée au microcline.

**Normandie.** — *Orne.* Dans les granulites du Pont-Percé et de La Galochère en Condé-sur-Sarthe près Alençon se trouvent des veines pegmatoïdes souvent géodiques. Elles renferment, avec les superbes cristaux de quartz enfumé désignés sous le nom de « diamants d'Alençon » (voir *quartz*), de fort jolis cristaux d'orthose à faces brillantes,

dont j'ai observé quelques échantillons qui m'ont été en partie communiqués par M. Le Tellier et M. de la Durandière.

Ces cristaux, dépassant souvent 6<sup>cm</sup> de plus grande dimension, appartiennent aux types suivants :

1° Cristaux sans allongement ni aplatissement marqué, avec les faces  $m$  (110),  $g^1$  (010),  $a^1$  ( $\bar{1}01$ ),  $a^{1/2}$  ( $\bar{2}01$ ),  $b^{1/2}$  ( $\bar{1}11$ ),  $e^{1/2}$  (021).

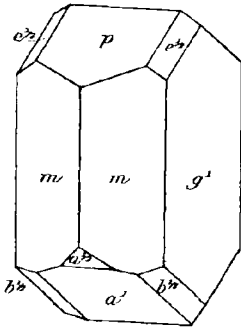


Fig. 4.  
Orthose des carrières  
de Pont-Percé.

2° Cristaux offrant les mêmes formes, mais allongés suivant l'axe vertical (fig. 4) et parfois un peu aplatis suivant  $g^1$  (010); ils sont simples ou maclés suivant la loi de Carlsbad; les macles n'ont généralement pas d'angles rentrants (fig. 9, page 26).

3° Cristaux allongés suivant l'arête  $pg^1$  (001) (010), simples ou maclés suivant la loi de Carlsbad. Ce sont les cristaux de cette dernière forme qui atteignent les plus grandes dimensions.

4° Plus rarement l'orthose se présente avec des formes de l'adulaire (fig. 7, page 26) dans des géodes tapissées de cristaux de quartz enfumé, d'albite blanche et de muscovite.

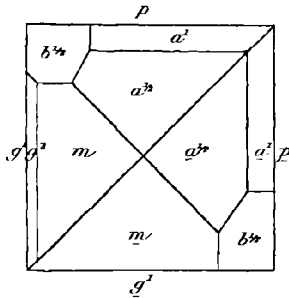


Fig. 5.  
Projection, sur un plan perpendiculaire  
à l'axe  $a$ , d'une macle de Baveno  
(Pont-Percé).

Les cristaux des trois premiers types sont parfois profondément corrodés le long de leurs clivages; cette corrosion est fort irrégulière, elle transforme le cristal en une masse cavernueuse dans laquelle on peut faire miroiter les lames de clivage encore intactes. Ces cristaux sont souvent consolidés par la formation d'albite, géométriquement orientée sur eux; ils sont aussi recouverts de cristaux d'apatite bleue, de bertrandite, etc.

5° Cristaux maclés suivant la loi de Baveno. Ces cristaux, à faces ternes  $m$  (110),  $g^1$  (010),  $g^2$  (130),  $a^1$  ( $\bar{1}01$ ),  $a^{1/2}$  ( $\bar{2}01$ ),  $b^{1/2}$  ( $\bar{1}11$ ) (fig. 5), sont généralement de très grande taille.

*Calvados.* L'ancienne carrière de La Bellière près Vire a fourni de fort beaux cristaux d'orthose  $m$  (110),  $g^1$  (010),  $p$  (001),  $a^1$  ( $\bar{1}01$ ),  $a^{1/2}$  ( $\bar{2}01$ ); aplatis suivant  $g^1$  (010) et allongés suivant l'axe vertical (type 1).



L'examen microscopique fait voir qu'ils sont constitués par des associations microperthitiques d'orthose et d'albite.

**Bretagne.** — *Côtes-du-Nord.* Masses laminaires blanches d'orthose dans les pegmatites de Lancieux, des environs de Saint-Malo, etc.

*Finistère.* L'orthose se rencontre sous la même forme dans les pegmatites de Roscoff, de Santec, de l'île de Siec, etc.

*Morbihan.* On la trouve sous la même forme dans les pegmatites de la vallée de l'Evel, des environs de Pontivy, du golfe du Morbihan (Billiers, Kervoyer, île d'Arz), etc.

De très petits cristaux blancs ayant la forme de l'adulaire se trouvent dans les géodes du quartz stannifère de La Villeder.

*Loire-Inférieure.* Un des plus remarquables gisements de feldspath de pegmatite existant en France a été trouvé par M. Baret à l'île de Batz. Dans les fentes de la granulite se trouvent des géodes renfermant des cristaux de quartz, d'apatite, de tourmaline et enfin d'orthose. Ces derniers peuvent être comparés à ceux des Mourne Mountains et de l'île d'Elbe. Les cristaux que m'a communiqués M. Baret peuvent être ramenés aux types suivants :

1° **Cristaux simples.** Ces cristaux sont aplatis suivant  $g^1$  (010) (type I); ils présentent les formes  $g^1$  (010),  $m$  (110),  $a^1$  ( $\bar{1}01$ ) et  $a^{1/2}$  ( $\bar{2}01$ ). Tantôt les faces  $p$  et  $a^1$  sont à peu près également développées, donnant des cristaux à formes très symétriques (fig. 1, page 25); tantôt, au contraire, la face  $p$  (001) prend un très grand développement (fig. 6).

Plus rarement ces cristaux sont aplatis suivant  $p$  (001) et présentent généralement alors les faces  $g^2$  (130).

2° **Cristaux maclés.** *a*) Macles de Carlsbad. Ces macles (avec ou sans angles rentrants) sont constituées par le groupement de deux cristaux aplatis suivant  $g^1$  (010) de l'une des formes étudiées plus haut (fig. 9, page 26, fréquente).

*b*) Macles de Baveno. Les cristaux sont allongés suivant  $pg^1$  (001)(010) et présentent généralement en outre les faces  $m$  (110),  $a^1$  ( $\bar{1}01$ ),  $b^{1/2}$  ( $\bar{1}11$ ). Elles sont moins fréquentes que les précédentes.

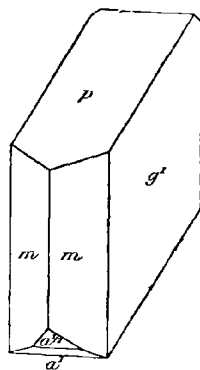


Fig. 6.  
Orthose de Batz avec grand développement des faces  $p$  (001).

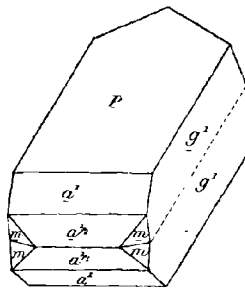


Fig. 7.  
Macle de Four-la-Brouque (Batz).

c) Macles de Four-la-Brouque. Contrairement à ce qui arrive dans l'orthose des microgranulites, dans ce gisement ces macles sont toujours aplaties suivant  $p$  (001); leurs faces dominantes sont  $p$  (001),  $g^1$  (010),  $a^1$  ( $\bar{1}01$ ), plus rarement  $a^{1/2}$  ( $\bar{2}01$ ); les faces  $m$  (110),  $g^2$  (130) sont généralement absentes (fig. 11, page 27) ou réduites (fig. 7).

3<sup>o</sup> Groupements complexes. Parmi les cristaux de ce gisement, j'ai observé un certain nombre de groupements complexes formés par des cristaux simples ou maclés.

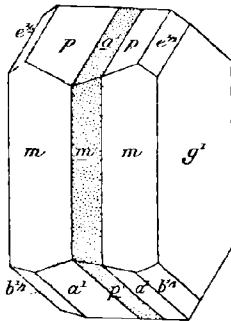


Fig. 8.

Maclé de Carlsbad de trois individus (Batz).

terne au milieu d'elle,

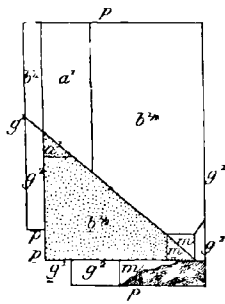


Fig. 9.

Projection, sur un plan perpendiculaire à l'axe  $a$ , du groupement d'une maclé de Baveno et d'un cristal simple (Batz).

a. Maclé de Carlsbad et cristal simple. Assez souvent on trouve des cristaux de la forme représentée par la fig. 8 et maclés suivant la loi de Carlsbad par accolement. Le groupement est constitué par trois cristaux, avec cette particularité que les individus de même orientation se trouvent à l'extérieur. On peut donc considérer l'assemblage comme constitué par un grand cristal unique au milieu duquel se trouverait un autre cristal de même dimension, quoique moins large, et maclé avec lui suivant la loi de Carlsbad. Lorsqu'on fait miroiter la face  $p$  du cristal périphérique, la face  $a^1$  apparaît comme une bande et, inversement, quand on examine la face  $a^1$  du grand cristal, la face  $p$  du cristal central se distingue nettement par son éclat brillant. Il arrive fréquemment, en outre, que le cristal périphérique ne présente qu'une seule face  $e^{1/2}$ , ce qui rend le groupement moins symétrique.

b. Maclé de Baveno et cristal simple. La fig. 9 représente la projection, sur un plan perpendiculaire à  $p$  et à  $g^1$ , d'un groupement du même ordre dans lequel un grand cristal allongé suivant l'arête  $p g^1$  et un peu aplati suivant  $g^1$  renferme un petit cristal maclé avec lui d'après la loi de Baveno.

c. Groupement de deux macles différentes. J'ai observé un cristal constitué par une maclé de Baveno maclée suivant la loi de Four-la-Brouque avec un cristal simple (fig. 10).

Les plus grands cristaux de ce gisement atteignent 6 centimètres de longueur.

Les environs immédiats de Nantes ont aussi fourni de beaux échantillons d'orthose. A La Salle Verte, M. Baret a trouvé de gros cristaux atteignant 5<sup>cm</sup> suivant l'axe vertical et maclés suivant la loi de Carlsbad [ $p$  (001),  $g^1$  (0 $\bar{1}$ 0),  $m$  (110),  $a^1$  (101),  $b^{1/2}$   $\bar{1}$ 11]].

MM. Baret et Tirlet m'ont communiqué de nombreux cristaux qu'ils ont extraits récemment du quartz d'une pegmatite à deux micas du port de Grillaud près Nantes : ce sont probablement les plus gros cristaux nets d'orthose qui aient été trouvés en France. L'un d'eux (macle de Baveno) mesure 18 centimètres suivant l'arête  $pg^1$  et 16,5 centimètres de largeur. La plupart de ces cristaux sont maclés, suivant la macle de Carlsbad (maclés par accollement, dans lesquelles les deux cristaux restent très distincts contrairement à ce qui a lieu pour la figure 9 de la page 26, qui est dépourvue d'angles rentrants), ou suivant celle de Baveno. Les maclés suivant cette dernière loi sont assez variés d'aspect, suivant que les faces  $m$  (110) (fig. 10) ou  $b^{1/2}$  ( $\bar{1}$ 11) dominent. La figure 11 représente une macle de Baveno sur laquelle est implanté un petit cristal réduit à une face  $m$  (110), une face  $g^1$  (010) et une face  $p$  (001).

M. Baret m'a communiqué une très grosse macle de Manebach présentant un aspect très dyssymétrique par suite du développement anormal d'une des faces  $m$  (110).

Des cristaux nombreux, mais de petite taille, ont été trouvés à Orvault, etc.

Des masses laminaires d'orthose sont fréquentes dans les pegmatites de Pornichet (masses blanches avec microcline), à Saint-Nazaire, Saint-Herblain, Gorges (masses rosées), etc.

**Vendée.** — Il existe en Vendée des pegmatites à orthose sur lesquelles je n'ai pas de documents précis.

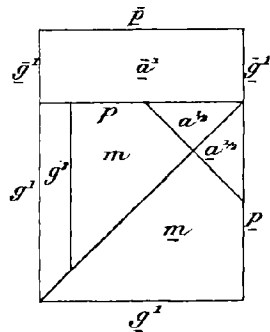


Fig. 10.  
Projection, sur un plan perpendiculaire à l'axe  $a$ , d'une macle de Baveno maclée avec un cristal simple suivant la loi de Fourla-Brouque (Batz).

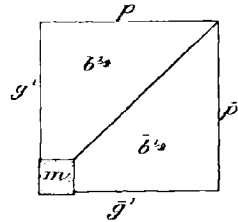


Fig. 11.  
Projection du groupement d'une macle de Baveno et d'un cristal simple (port de Grillaud).

**Pyénées.** — *Basses-Pyrénées.* Dans le Labourd, l'orthose accompagne le microcline dans les pegmatites. A Itsatsou, dans la carrière de cipolins, j'ai recueilli, au contact immédiat de ces roches et des filonnets feldspathiques, des échantillons qui, débarrassés de la calcite par l'acide chlorydrique, présentent des cristaux d'orthose de 1<sup>cm</sup> associés à du sphène brun; leurs faces sont  $p$  (001),  $m$  (110),  $g^1$  (010),  $a^1$  ( $\bar{1}01$ ); ils sont raccourcis suivant l'axe vertical.

*Hautes-Pyrénées.* On trouve de grandes masses d'orthose dans les pegmatites de Loucrup et d'Ordizan près Bagnères-de-Bigorre. A Loucrup il existe souvent des plans de séparation suivant  $m$  (110) enduits de produits micacés secondaires. L'orthose se trouve aussi en masses laminaires dans les pegmatites du massif du pic du Midi de Bigorre, mais c'est surtout le microcline qui y domine.

*Ariège.* Voir (tome I) les gisements de pegmatite signalés à l'article *tourmaline*.

**Plateau Central.** — Les pegmatites sont extrêmement abondantes dans tout le Plateau Central. L'orthose en masses laminaires est donc également fréquente; cependant peu de gisements sont à signaler par quelque particularité intéressante (Voir les gisements de grenat almandin et de tourmaline).

*Haute-Loire.* De gros cristaux atteignant 7<sup>cm</sup> de longueur ont été signalés dans les pegmatites de Fix, de Saint-Privat-d'Allier (macles de Baveno, collection du Muséum), de la Roche Rouge près Le Puy.

*Cantal.* Les pegmatites à orthose sont particulièrement abondantes à Charmensac, etc.

*Haute-Vienne.* Il existe au N.-E. de Limoges, entre les communes de Bessines, de Saint-Sylvestre et d'Ambazac, des granulites et des pegmatites à grands éléments riches en minéraux rares.

Comme j'aurai souvent l'occasion de parler des gisements de cette région, je donnerai ici quelques détails sur leur position exacte. Ils peuvent être visités de Limoges. Bessines se trouve à environ 25 kilomètres de cette ville sur la route de Paris. Tous les minéraux qu'on a signalés dans cette région, sous les noms de Chanteloube ou d'environs de Limoges, ont été extraits de carrières autrefois ouvertes pour l'exploitation du feldspath. Sur la route de Bessines à Saint-Sylvestre, entre le premier de ces villages et le hameau de Chanteloube, se trouvent (à

droite de la route) les carrières dites de Chanteloube et notamment celle du pont de Barost; à gauche de la route, il y a aussi diverses carrières, dont la plus célèbre est celle de La Vilate.

Au sud de Saint-Sylvestre se trouve la carrière des Hureaux, entre Saint-Sylvestre et Ambazac, celle de la Chèze.

En outre des feldspaths, les carrières de Chanteloube ont fourni surtout du *béryl*, plus rarement de l'*autunite*; celles de La Chèze de la *lépidolite*, de la *topaze* et de la *cassitérite*; celles des Hureaux et de La Vilate, des phosphates (*triplite*, *triphylite*, *alluaudite*, et leurs produits d'altération, *hétérosite*, *huréaulite*, *dufrénite*, etc.), de la *cassitérite*, du *mispickel*, de l'*apatite*, ainsi que de la *niobite* et de la *tantalite*, du *wolfram*, de la *spessartine*, du *malacon*, de l'*érubescite* (La Vilate), de la *tourmaline*, des *micas* et enfin du *quartz*. Depuis que les carrières sont fermées, la plupart des minéraux qui viennent d'être énumérés sont devenus introuvables.

Ces minéraux n'étaient pas distribués d'une façon quelconque dans la pegmatite : ils présentaient des masses distinctes atteignant parfois 10 mètres cubes (M. Alluaud) et affectant des formes sphéroïdales, un noyau d'orthose ou de béryl étant, par exemple, entouré par de l'albite, puis par des enveloppes concentriques de mica et de quartz (voir page 17, fig. 11.) Je reviendrai, à l'article *triplite*, sur la structure des masses phosphatées.

L'orthose de la région qui nous occupe ici est en grandes masses blanches ou rose clair et parfois en cristaux distincts, simples ou maclés suivant la loi de Carlsbad (fig. 9 et 10, page 26), atteignant un décimètre de longueur. Ces macles sont souvent aplaties suivant  $g^A$  (010), avec ou sans allongement très marqué suivant l'axe vertical.

Les macles de Baveno ne sont pas très rares; les cristaux que j'ai examinés sont très allongés suivant  $pg^A$  et ne présentent à leur sommet que  $m$ ,  $\bar{m}$ , avec parfois  $g^2$ ,  $\bar{g}^2$  et plus rarement  $b^{1/2}$  ( $\bar{1}11$ ),  $a^{1/2}$  ( $\bar{2}01$ ) (fig. 12). M. de Mauroi m'a communiqué une macle de ce genre d'un blanc rosé, engagée avec quartz enfumé et muscovite dans une halloysite d'un blanc jaunâtre.

Tous les cristaux que j'ai examinés étaient étiquetés « Chanteloube ».

A. Lacroix. — *Minéralogie*. II.

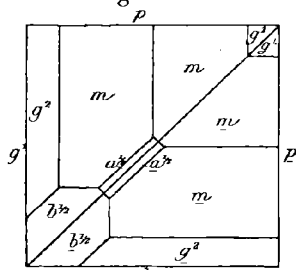


Fig. 12.  
Projection, sur un plan perpendiculaire à l'axe  $a$ , d'une macle de Baveno (Chanteloube).

Ils présentent parfois les clivages  $m$  (110) (Dx) et renferment de nombreuses lamelles microscopiques d'albite; ce feldspath l'accompagne, du reste, d'une façon constante.

L'orthose est exploitée dans cette région et employée pour la fabrication de la pâte et surtout de l'émail de la porcelaine.

Des gisements de pegmatite exploités pour leurs feldspaths se rencontrent sur la rive gauche de la Briance (Vigen, Solignac, etc.).

Dans l'arrondissement de Saint-Yrieix, la pegmatite à grands éléments, pauvre en mica, se trouve au milieu des gneiss et des amphibolites. Elle forme une bande qui s'étend depuis la limite de la Corrèze vers Saint-Yrieix et Le Chalard (carrières de Coussac-Bonneval, de Bois-Vicomte, Marcognac, de La Seinie, du Clos-de-Barre, etc). Ces pegmatites sont en partie kaolinisées (voir *kaolinite*, tome I) et exploitées à la fois pour le feldspath et le kaolin. M. des Cloizeaux a observé sur l'orthose blanche ou rouge de Saint-Yrieix les mêmes particularités que sur celle de La Vilate.

Dans la carrière de La Vilate et dans celle du pont de Barost, on a trouvé des géodes de cristaux transparents ou translucides d'orthose, rappelant l'aspect de l'adulaire, associés à des cristaux de quartz enfumé. Ils présentent les formes  $p$  (001),  $m$  (110),  $g^1$  (010),  $g^2$  (130),  $b^{1/2}$  ( $\bar{1}11$ ),  $e^{1/2}$  (021) : ils sont généralement allongés suivant l'axe vertical, bien que l'on en rencontre qui présentent un allongement suivant  $pg^1$ . Ils sont souvent formés par la réunion d'un grand nombre de cristaux groupés à axes parallèles et portant, sur leurs faces  $p$  (001), des stries parallèles à l'arête  $p h^1$  (001) (100), indice de pénétrations plus intimes encore. Les faces prismatiques sont souvent irrégulièrement cannelées.

Un des cristaux que j'ai examinés est très allongé suivant l'arête  $p h^1$  : il est formé par un grand nombre d'individus accolés suivant  $g^1$  (010). Il semble exister une large face  $h^1$  (100), malheureusement trop terne et trop striée pour se prêter à des mesures précises.

*Puy-de-Dôme, Loire.* Voir les gisements de tourmaline, de muscovite.

*Rhône.* Parmi les gisements de pegmatites cités aux minéraux précédents, il y a lieu de faire une mention spéciale pour les pegmatites du gneiss de Beaunan, d'Irigny (carrière du diable) (belles masses laminaires jaune rosé translucides recueillies par M. Gonnard). Le granite du Beaujolais, et en particulier celui de Juliéna, de Chenas, est traversé par des filonnets pegmatoïdes, formés d'orthose rougeâtre et de quartz. Ils sont parfois drusiques et renferment des cristaux nets d'orthose,

généralement un peu aplatis suivant la base et présentant les faces  $m$  (110),  $g^2$  (130),  $g^1$  (010),  $p$  (001), avec parfois  $a^1$  ( $\bar{1}01$ ) ou  $a^{1/2}$  ( $\bar{2}01$ ).

*Saône-et-Loire.* L'orthose en masses laminaires blanches et rosées accompagne le microcline dans les pegmatites de l'Autunois (Marmagne, Broye, Montjeu, etc.); elle paraît même plus abondante que ce dernier minéral. Les cristaux que j'ai recueillis moi-même dans les quartz des pegmatites et ceux que m'a communiqués M. Berthier sont pauvres en faces,  $p$  (001),  $m$  (110),  $g^1$  (010),  $g^2$  (130),  $a^1$  ( $\bar{1}01$ ),  $a^{1/2}$  ( $\bar{2}01$ ), souvent aplatis suivant  $g^1$  (010) et maclés suivant la loi de Carlsbad. Ils atteignent 1 décimètre de plus grande dimension : leurs faces sont généralement ternes. Le même feldspath se trouve aussi en grandes masses laminaires dans les pegmatites de Saint-Micaud près le mont Saint-Vincent. Les pegmatites du Sud du département (Saint-Amour, etc.) sont riches en orthose rouge clair ou blanc rosé.

**Vosges.** — *Vosges.* Delesse a étudié (*A. M.* XVI. 108. 1849) les orthoses des pegmatites vosgiennes et signalé particulièrement les gisements suivants, dans lesquels se trouve probablement du microcline : Ceux, Étang du Xénois en Saint-Étienne, Saint-Nabord, Ranfaing, Le Pont-des-Fées et les Xettes près Gérardmer, Tendon, la vallée de Granges (Les Arentées de Corcieux), entre Gérardmer et Bruyères, Lusse, val d'Ajol, Jussarupt, pied du Thalhoux, Faymont, etc.

[*Alsace*]. Les pegmatites de Saint-Hippolyte, du Raenthal entre Saint-Remy et Phaunoux près Sainte-Marie-aux-Mines, du Hohlandsperg près Colmar, etc., sont cités par le même auteur pour leurs grands cristaux de feldspath.

**Alpes.** — *Massif du mont Blanc.* Les granulites et pegmatites du massif du mont Blanc renferment de l'orthose associée à l'anorthose et au microcline.

**Maures.** — *Var.* On peut citer les pegmatites qui se trouvent entre Cogolin et La Garde-Frainet, Napoule, etc.

**Madagascar.** — Les pegmatites de l'île sont riches en orthose : dans les sables aurifères on a trouvé des fragments de *Pierre de lune*, associés à du quartz opalin.

γ. Dans les microgranulites et les rhyolites (porphyres).

Dans les microgranulites et les rhyolites (porphyres pétrosiliceux et

porphyres à quartz globulaire), l'orthose est un des éléments constitutifs.

Dans les microgranulites, elle se trouve en grands cristaux, atteignant fréquemment plusieurs centimètres de plus grande dimension, et en petits cristaux ou en grains microscopiques.

Dans les rhyolites (porphyres), ce feldspath existe en grands cristaux semblables à ceux des microgranulites et en éléments microscopiques, constitués soit par des microlites ou des globules, soit par de véritables sphérolites radiés.

Je passerai successivement en revue les grands cristaux porphyriques, puis ceux de la pâte de ces roches.

1° Grands cristaux porphyriques (phénocristaux).

Ces grands cristaux se rapportent aux deux types signalés plus haut dans les orthoses de granite : cristaux simples [type I (fig. 1) et type II (fig. 2) page 24 et fig. 13], et cristaux maclés suivant la loi de Carlsbad. Ceux-ci se présentent sous les deux formes représentées par les figures 9 et 10 de la page 26. La première présente en général les faces

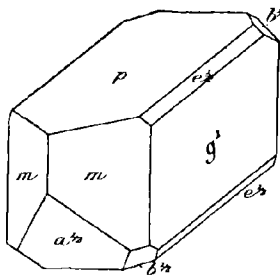


Fig. 13.

Forme commune de l'orthose des microgranulites.

(fig. 2) page 24 et fig. 13], et cristaux maclés suivant la loi de Carlsbad. Ceux-ci se présentent sous les deux formes représentées par les figures 9 et 10 de la page 26. La première présente en général les faces  $p$  (001),  $m$  (110),  $g^2$  (130),  $g^1$  (010),  $a^{1/2}$  ( $\bar{2}01$ ),  $b^{1/2}$  ( $\bar{1}11$ ). Cette dernière forme ne constitue que de petites facettes triangulaires sur les angles  $p a^{1/2} g^1$  de la fig. 10. La seconde combinaison est plus complexe; elle présente, en outre,  $a^1$  ( $\bar{1}01$ ) et  $e^{1/2}$  (021); les faces  $b^{1/2}$  ( $\bar{1}01$ ) sont très développées et les faces  $e^{1/2}$ , au contraire, réduites (fig. 37, page 93).

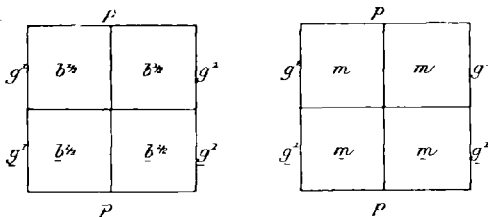


Fig. 14 et 15.

Projection, sur un plan perpendiculaire à l'axe  $a$ , des deux extrémités de la forme commune des macles de Four-la-Brouque dans les microgranulites (La Clayette, Matour, Four-la-Brouque).

On trouve, en outre, des cristaux maclés suivant les lois de Baveno et de Four-la-Brouque. La forme dominante de ces macles (fig. 14 à 17) est différente de celle qui est habituelle dans les granulites (fig. 7).

Toutes ces formes se combinent entre elles de la façon la plus complexe. L'examen des lames



minces des roches microlitiques fait rencontrer avec une extrême abondance ces groupements complexes des diverses macles des feldspaths (orthose ou plagioclases). Il est souvent impossible de les débrouiller quand on ne peut isoler les cristaux : à ce point de vue, le gisement de Four-la-Brouque, étudié plus loin, est particulièrement intéressant par la netteté et l'abondance de ces groupements.

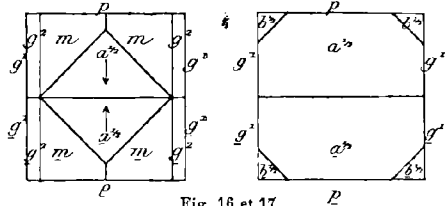


Fig. 16 et 17.

Projection d'une forme de la macle de Four-la-Brouque (microgranulites) moins fréquente que celle représentée par les fig. 14 et 15.

**Cévennes.** — *Hérault*. De beaux cristaux à faces brillantes d'orthose rose ou rougeâtre se rencontrent aux environs de Ceilhes. La seule mention qui ait été faite de ce gisement est due à M. Groth (*Mineraliensamml. Strassburg*, 247, 1878), qui a trouvé des cristaux en provenant dans la collection de l'Université de Strasbourg. D'après les renseignements que je dois à MM. Delage et Mourgues, ces cristaux se trouvent dans un dyke de microgranulite rouge qui perce les schistes dévoniens et se prolonge jusque dans l'Aveyron. Les échantillons qu'ils ont bien voulu m'envoyer ont été recueillis par eux à 1 kilomètre ouest du village de Ceilhes, sur le bord de la route départementale. Les cristaux isolés atteignent 6<sup>cm</sup> de plus grande dimension; ils se rapportent aux types I et II. Les macles de Carlsbad présentent fréquemment les faces  $e^{1/2}$  (021) et  $b^{1/2}$  ( $\bar{1}11$ ) plus ou moins développées.

*Gard*. La collection du Muséum renferme un cristal  $m$  (110),  $g^2$  (130),  $g^1$  (010),  $a^{1/2}$  ( $\bar{2}01$ ),  $b^{1/2}$  ( $\bar{1}11$ ), rappelant ceux de Four-la-Brouque et indiqué comme ayant été recueilli par Dufrenoy aux environs de La Salle. Il provient certainement d'une microgranulite, de même qu'un autre cristal ayant 5<sup>cm</sup> de longueur et très analogue d'aspect aux cristaux de Matour décrits page 93; ce dernier cristal est indiqué comme provenant de la montagne Sainte-Marguerite.

**Plateau Central.** — *Aveyron*. Je dois à l'obligeance de M. Boule une série de jolis cristaux (2<sup>cm</sup> de long) d'orthose recueillis par lui dans la microgranulite altérée des environs d'Ouyre en Camarès, sur la route de Camarès vis-à-vis le lieu-dit Laur. Les cristaux simples présentent parfois  $g^2$  (130); les macles de Carlsbad avec ou sans pénétration possèdent quelquefois les faces  $e^{1/2}$  (021) et  $b^{1/2}$  ( $\bar{1}11$ ): elles sont plus aplaties suivant  $g^1$  (010) que dans la fig. 37.

*Puy-de-Dôme.* Le gisement d'orthose le plus remarquable que j'aie à signaler dans les microgranulites est celui de Four-la-Brouque. Il est connu depuis le commencement du siècle, mais sa richesse en cristaux intéressants a été mise en lumière, il y a quelques années seulement, par M. Gonnard (*B. S. M.* VI. 265. 1883; VIII. 307. 1885 et XI. 177. 1888), dont le travail va être brièvement résumé : toutes les figures données plus loin sont extraites des mémoires de ce savant. M. Gonnard a bien voulu me confier ses nombreux cristaux ; je dois aussi la communication d'intéressants échantillons à M. Bielawski.

Ces cristaux d'orthose se trouvent sur la rive droite de l'Allier dans des filons de microgranulite des environs de Four-la-Brouque. Celui de Prat-Moret en Yronde-et-Buron est proche de l'Allier ; d'autres plus importants s'observent sur les deux rives du ravin de la Laye, le premier allant du ravin à la grotte de Four-la-Brouque, le second se trouvant aux Moïdas en Orbeil. Les filons de Prat-Moret et des Moïdas sont d'un accès plus facile et sont plus riches que celui de Four-la-Brouque. Les cristaux de ces gisements sont étiquetés dans les anciennes collections minéralogiques : « Saint-Yvoine », « Issoire » (bourg et ville voisins de Four-la-Brouque) ou d'une façon plus vague : « Puy-de-Dôme », « Auvergne ».

Quant aux gisements de Saint-Pardoux, de Vic-le-Comte, du puy de la Courtade, qui ont été cités comme fournissant des cristaux d'orthose, ils n'en renferment pas, d'après M. Gonnard (*op. cit.*, 45).

A. Cristaux simples. — Ces cristaux présentent les deux formes habituelles (type I et II, page 24), possédant parfois en outre les faces  $g^2$  (130),  $a^{1/2}$  ( $\bar{2}01$ ),  $e^{1/2}$  (021),  $b^{1/2}$  ( $\bar{1}11$ ). Ils mesurent en moyenne 2<sup>cm</sup> à 2<sup>cm</sup> 5, bien qu'ils prennent parfois une plus grande taille. D'après M. Gonnard, les faces  $a^1$  et  $a^{1/4}$  ( $\bar{4}01$ ), signalées antérieurement (*op. cit.*, 46) dans un cristal de ce gisement, n'existent pas, le cristal étudié étant une macle de Four-la-Brouque incomplète.

B. Cristaux maclés. — a) Macle de l'albite. On a vu page 27 que cette macle se réduit à des groupements à axes parallèles de deux individus réduisant des cristaux à apparence simple.

b) Macle de Carlsbad. Cette macle est la plus commune ; les cristaux sont souvent de grande dimension : ils ont en moyenne de 3<sup>cm</sup> à 3<sup>cm</sup> 5 suivant l'axe vertical et peuvent atteindre 7<sup>cm</sup>.

La macle se présente sous les deux formes habituelles, avec angles rentrants (fig. 10, page 26) ou sans angles rentrants par accollement (fig. 9, page 26 et fig. 37); entre ces deux formes se trouvent tous les intermédiaires. Un cas particulier fort rare de cette macle est celui où la face d'association n'est pas  $g^1$  (010), mais où les deux composants sont disposés de telle sorte que l'axe vertical de l'un est sur le prolongement de celui de l'autre. Le cristal est alors symétrique par rapport à un plan perpendiculaire à l'axe vertical et présente une forme en cœur (fig. 18).

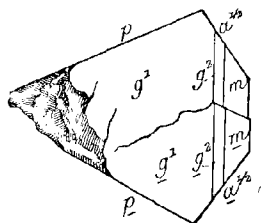


Fig. 18.  
Macle de Carlsbad avec pénétration suivant l'axe vertical (Four-la-Brouque).

c) Macle de Four-la-Brouque. L'abondance de cette macle constitue une des caractéristiques de ce gisement : aussi ai-je adopté pour la désigner le nom de Four-la-Brouque proposé par M. Gonnard comme synonyme de celui de Manebach. La proportion des cristaux présentant cette macle est, d'après ce savant, de  $\frac{1}{40}$  environ par rapport aux autres formes. Ils sont toujours allongés suivant une arête  $pg^1$  (001) (010); ils ont l'apparence de prismes quadratiques, par suite de l'égal développement des quatre faces de leur zone d'allongement et souvent aussi de quatre faces  $b^{1/2}$  à l'une de leurs extrémités et de quatre faces  $m$  à l'autre. Ces macles sont, en moyenne, de petite taille, mais elles peuvent atteindre 5 à 6<sup>cm</sup>.

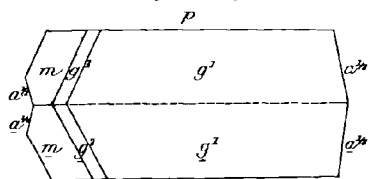


Fig. 19.  
Projection sur  $g^1(010)$  de la macle de Four-la-Brouque (Four-la-Brouque).

Les formes des cristaux élémentaires sont généralement peu nombreuses :  $p$  (001),  $g^1$  (010),  $g^2$  (130),  $m$  (110),  $b^{1/2}$  ( $\bar{1}1^1$ ),  $a^{1/2}$  ( $\bar{2}01$ ). L'accollement suivant  $p$  (001) se fait de telle sorte que les faces  $a$   $\bar{a}$  sont toujours contiguës. Les fig. 14 à 17 donnent une idée des principaux aspects de cette macle. Elles représentent les projections des deux extrémités du groupement sur un plan perpendiculaire à l'arête  $pg^1$ . Quand on exploite le gisement, on obtient surtout des cristaux brisés présentant l'une ou l'autre des pointements.

d) Macle de Baveno. Ces macles sont moins fréquentes que les précédentes et très difficiles à isoler entières; elles ne dépassent guère 1<sup>cm</sup> 5.

Elles présentent généralement les formes  $p$  (001),  $g^1$  (010),  $m$  (110),  $g^2$  (130),  $a^{1/2}$  ( $\bar{2}01$ ) avec ou sans  $b^{1/2}$  ( $\bar{1}11$ ). Les faces  $g^2$  (130) y sont souvent très développées, contrairement à ce qui arrive dans les cristaux

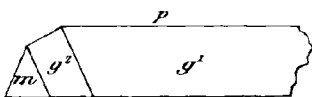


Fig. 20.  
Projection sur  $g^1$  (010) d'une macla de Baveno.

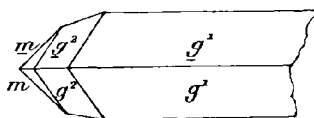


Fig. 21.  
Projection d'une macla de Baveno sur un plan tangent à l'arête  $g^1 g^1$ .

simples : cette particularité est très caractéristique de ce gisement.

e) Combinaisons de ces diverses macles. — L'intérêt des cristaux de Four-la-Brouque réside surtout dans les combinaisons suivantes de ces macles entre elles ou avec des individus simples.

α. Macles de Carlsbad maclées entre elles suivant la loi de l'albite. — Ce groupement consiste simplement dans l'accrolement suivant  $g^1$  (010) de deux macles de Carlsbad, puisque l'axe de rotation de la macla de l'albite est l'axe binaire perpendiculaire à  $g^1$  (010); les deux individus contigus ont la même orientation; la même observation s'applique aux deux individus extérieurs.

β. Groupement de deux macles de Carlsbad. — M. Gonnard a

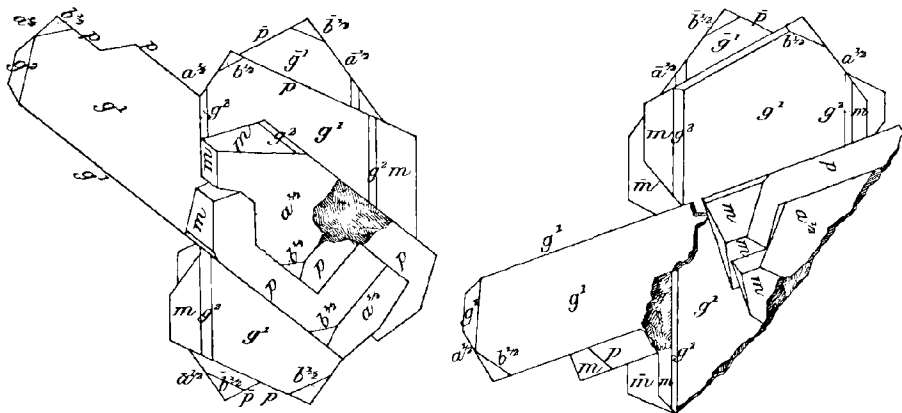


Fig. 22 et 23.

Groupement d'orthose. La fig. 23 représente le même groupement que la fig. 22, après rotation de  $90^\circ$  autour de l'arête  $g^1 g^1$  de la macla de Baveno.

observé un groupement de deux macles de Carlsbad dont les faces  $g^1(010)$

font entre elles un angle de  $90^\circ$ . De l'intersection de ces cristaux sort une macle de Baveno : celle-ci a la même épaisseur que l'une des macles de Carlsbad. Elle a ses faces  $p$  et  $g^1$  dans le même plan que les faces de cette dernière : elle est d'une épaisseur différente de la seconde macle de Carlsbad, sur laquelle elle est légèrement oblique. Les faces  $p$  et  $g^1$  font avec les faces  $g^1$  (010) de celle-ci un angle d'environ  $30'$ . Les faces  $p$  et  $g^1$  de la macle de Baveno ne sont exactement parallèles à aucune des faces  $p$  des cristaux maclés suivant la loi de Carlsbad (fig. 22 et 23).

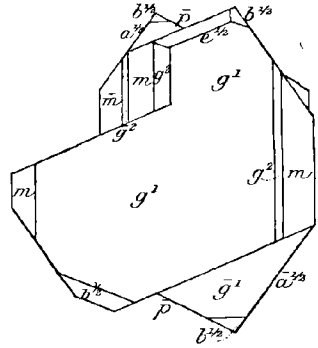


Fig. 24.

Groupement d'orthose (Four-la-Brouque)

$\gamma$ . Macle de Carlsbad et cristal simple.

— Ces groupements sont très fréquents ; le cristal simple a la même épaisseur que l'individu de la macle de Carlsbad auquel il est associé ; sa face  $g^1$  (010) est sur le prolongement de celle de ce dernier, et sa face  $p$  (001) est parallèle à celle de ce même cristal.

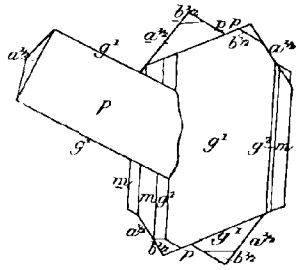


Fig. 25.

Groupement d'une macle de Carlsbad et d'un cristal simple.

On peut considérer ce groupement comme formé par la macle suivant la loi de l'albite d'un cristal simple et d'une macle de Carlsbad avec accolement suivant  $h^1$  (100) du cristal simple à l'un des individus de la macle suivant la loi de l'albite (fig. 24).

Beaucoup plus rarement, les faces  $p$  (001) du cristal simple et de l'un des composants de la macle de Carlsbad font entre eux un angle de  $90^\circ$ . Dans ces deux cas, les faces  $p$  ou  $g^1$  du cristal simple font un angle de  $116^\circ$  avec le plan  $h^1$  (001) des cristaux maclés suivant la loi de Carlsbad (fig. 25).

$\delta$ . Macle de Carlsbad et macle de Baveno. La figure 26 représente ce groupement fort rare.

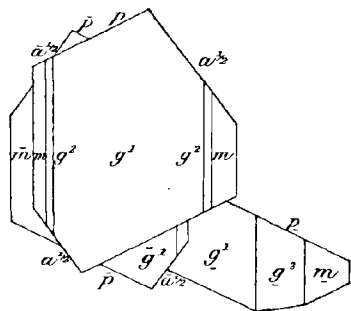


Fig. 26.

Groupement d'une macle de Carlsbad et d'une macle de Baveno.

$\epsilon$ . Macle de Carlsbad et macle de Four-la-Brouque (fig. 27).— Le cristal supérieur

de la macle de Four-la-Brouque a sa face  $p$  (001) en coïncidence avec  $p$  (001) de l'un des individus de la macle de Carlsbad et sensiblement avec  $a^1$  ( $\bar{1}01$ ) de l'autre individu de la même macle. L'individu I de la macle de Carlsbad et l'individu II de la macle de Four-la-Brouque sont donc maclés entre eux suivant la loi de Carlsbad.

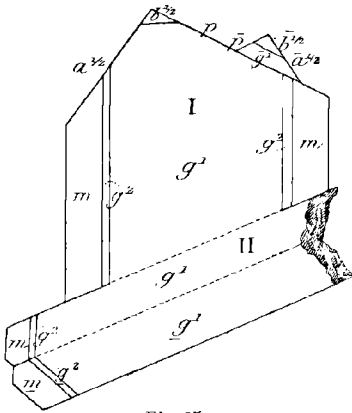


Fig. 27.

Groupement d'une macle de Carlsbad et d'une macle de Four-la-Brouque.

ζ. Macle de Four-la-Brouque et d'un cristal simple. — Un cristal simple aplati suivant  $g^1$  (010) est maclé suivant la loi de Carlsbad avec une macle de Four-la-Brouque (fig. 28).

Dans d'autres cas, une macle de Four-la-Brouque se continue par un cristal simple (fig. 29). L'assemblage est allongé suivant l'arête  $pg^1$ .

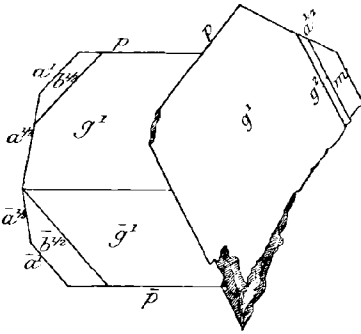


Fig. 28.

Groupement (macle de Carlsbad) d'un cristal simple et d'une macle de Four-la-Brouque.

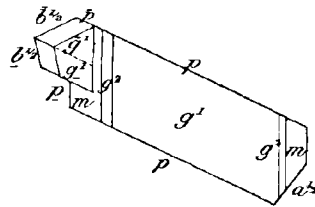
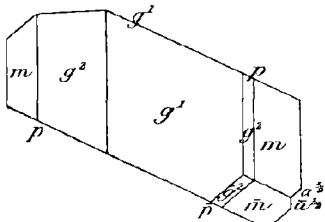


Fig. 29.

Groupement d'une macle de Four-la-Brouque et d'un cristal simple.

η. Macle de Four-la-Brouque et macle de Baveno. — Ces groupements s'effectuent de la même façon que le précédent. L'une des extrémités du cristal est formée par une macle de Baveno, et l'autre, par une macle de Four-la-Brouque.



Fi. 30.

Projection sur  $g^1$  (010) du groupement d'une macle de Four-la-Brouque et d'une macle de Baveno.

Tous les cristaux présentant le groupement de ce genre sont allongés suivant une arête  $pg^1$  (001) (010) (fig. 30 et 31). Ces groupements sont parfois de grande

taille et ont toujours plusieurs centimètres de longueur : ils sont très caractéristiques du gisement de Four-la-Brouque, de même que ceux représentés par les figures 29 et 34.

θ. Macle de Four-la-Brouque et macle de l'albite. — Deux cas peuvent se présenter; un cristal simple est maclé suivant la loi de Four-la-Brouque avec deux cristaux maclés entre eux suivant la loi de l'albite (fig. 32), ou bien les deux composants de la macle de Four-la-Brouque sont constitués par une macle suivant la loi de l'albite (fig. 33).

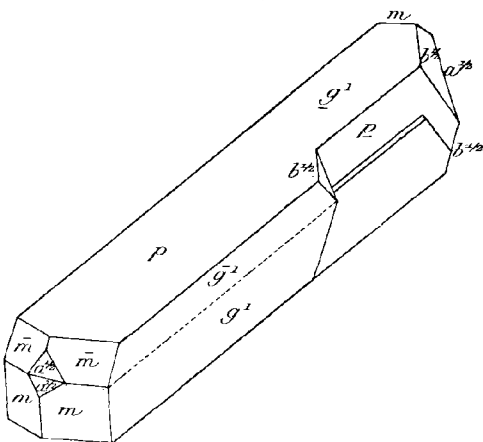


Fig. 31.  
Groupement d'une macle de Four-la-Brouque et d'une macle de Baveno.

ι. Macle de Baveno et cristal simple. — Une macle de Baveno se termine à l'une de ses extrémités par un cristal simple, celui-ci pouvant avoir ses faces  $g^1$  parallèles aux faces  $g^1$  (010) (fig. 34) ou aux faces  $p$  (001) de la macle de Baveno (fig. 35). Les deux cristaux ont en général les mêmes dimensions et semblent au premier abord constituer un cristal unique, ayant la forme d'un prisme quadratique à extrémités dyssymétriques (fig. 34 et 35).

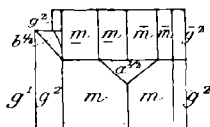


Fig. 32.  
Macle de Four-la-Brouque d'un cristal simple et d'une macle suivant la loi de l'albite (fig. 30).

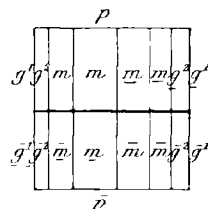


Fig. 33.  
Macle de Four-la-Brouque de deux macles suivant la loi de l'albite.

Le mode de jonction des deux cristaux est souvent invisible (fig. 34); mais dans d'autres cas, on peut constater, grâce à une suture plus ou moins nette, que la jonction se fait par pénétration irrégulière (fig. 35).

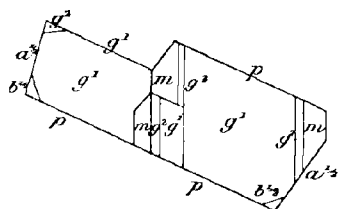


Fig. 34.  
Projection sur  $g^1$  du groupement d'un cristal simple et d'une macle de Baveno.

Enfin, il y a lieu de faire une place à part à un groupement que

M. Gonnard a rencontré une seule fois. Deux cristaux simples sont associés de telle sorte que, l'axe vertical de chacun d'eux coïncidant, la face  $g^1$  (010) de l'un est sensiblement parallèle à une face  $m$  (110) de l'autre. On peut considérer l'un des cristaux comme ayant tourné de  $59^{\circ}26'$  autour de l'axe vertical. Celui-ci serait donc

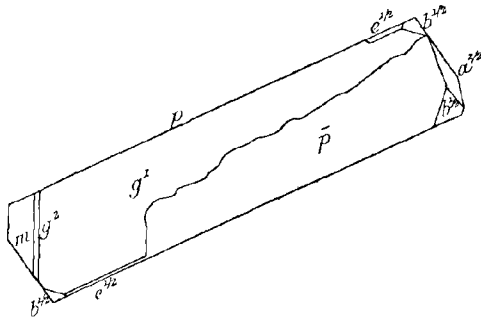


Fig. 35.

Projection sur  $g^1$  (010) d'une macle de Baveno groupée avec un cristal simple (partie droite de la figure).

non seulement un axe quasi-binaire, mais aussi un axe quasi-ternaire, et par suite quasi-senaire (B. S. M. VIII. 307. 1885).

En outre de ces groupements réguliers, on rencontre à Four-la-Brouque, en quantité considérable, des associations par à peu près et d'autres, souvent fort curieuses, qui ne paraissent assujetties à aucune régularité.

J'ai signalé, page 97, les cristaux d'orthose de la microgranulite de Chaludet à l'ouest de La Celle, qui ont parfois complètement disparu et ont été remplacés

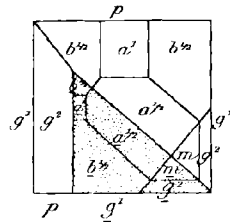


Fig. 36.

Projection, sur un plan perpendiculaire à l'arête  $pg$  d'une macle de Baveno englobant un cristal simple.

par de la tourmaline (fig. 36, page 48).

*Saône-et-Loire.* De Drée a découvert autrefois un riche gisement d'orthose dans une microgranulite altérée de La Chapelle près La Clayette. Ces cristaux sont d'un rose chair foncé, qui les fait distinguer de ceux de tous les autres gisements français; ils sont souvent brisés et ressoudés par la pâte de la microgranulite. Ils étaient connus de Haüy, qui a décrit pour la première fois la macle de Four-la-Brouque d'après des cristaux de ce gisement que lui avait remis de Drée (*op. cit.* II. 603. 1801). Les cristaux que j'ai examinés ont été donnés à mon grand-père par ce dernier. Ils présentent les deux types signalés plus haut à Four-la-Brouque : cristaux simples (types I et II et fig. 13 et 37) et macles de Carlsbad : quant aux macles de Four-la-Brouque, elles se rapportent aux types des figures 14 à 17.



J'ai décrit (*B. S. M.* XI. 71. 1888) un gisement voisin qui m'avait été indiqué par M. Michel-Lévy; il se trouve au moulin de Croux près Matour, dans une microgranulite. Il a été mis à découvert par le creusement des fondations d'une grange.

Les cristaux d'orthose de Croux peuvent atteindre 7<sup>cm</sup> de plus grande dimension; par la netteté de leurs formes et le poli de leurs faces, ils prennent le premier rang parmi les gisements français de microgranulites; ils sont jaune rosé, marbrés de blanc. J'y ai observé les mêmes formes qu'à Four-la-Brouque:  $p(001)$ ,  $m(110)$ ,  $g^2(130)$ ,  $g^1(010)$ ,  $a^{1/2}(\bar{2}01)$ ,  $b^{1/2}(\bar{1}11)$ ,  $e^{1/2}(021)$ ; c'est par erreur que dans la note précitée a été indiquée  $e^1(011)$ . Les cristaux simples sont fréquemment allongés suivant  $p g^1(001)(010)$  et aplatis suivant  $g^1(010)$ , rappelant ainsi les cristaux de sanidine du mont Dore (fig. 44, page 98).

Les macles de Carlsbad sont très fréquemment formées de deux cristaux de même dimension aplatis suivant  $g^1(010)$  avec ou sans angles rentrants (fig. 37); mais on trouve souvent aussi des macles de Carlsbad de deux individus dont l'un, très gros, aplati suivant  $g^1$  et allongé suivant  $p g^1$ , englobe presque entièrement le second, très petit.

Les macles de Four-la-Brouque sont de petite taille et semblables à celles du gisement de ce nom. On y trouve également des groupements complexes de cristaux; le temps m'a manqué, lors de mon excursion à Croux, pour les dégager: ils sont très fragiles.

*Côte-d'Or.* M. Berthier m'a communiqué un très beau cristal (macle de Carlsbad) rose, à faces lisses, provenant de Suze en Marcheseuil.

**Vosges.** — *Vosges.* M. Vélain me l'a signalée sous la même forme dans les microgranulites du Raddon près Ternuay, de la vallée des Charbonniers et du Grand Valtin dans le Nord de la région des lacs, dans les porphyres recouvrant le granite de la Bresse.

**Esterel.** — *Var.* Les rhyolites (porphyres) pétrosiliceuses d'Agay renferment de gros cristaux d'orthose de plusieurs centimètres, offrant les formes habituelles; ils sont très altérés.

Il est un autre gisement de cette région qui mérite une mention spéciale: c'est le porphyre pétrosiliceux brun de Fréjus et de Saint-

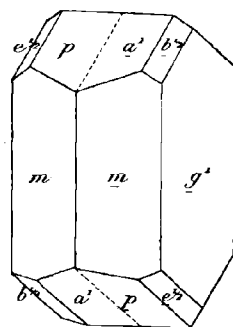


Fig. 37.  
Macle de Carlsbad sans angle rentrant (La Clayette).

Raphaël; M. Nentien m'a signalé notamment les localités suivantes : Cure Biasse; haute vallée du Rouflon; en aval des mines de Boson, le long du Reyran, et à la source de son affluent le Gargalong.

Ce porphyre renferme en quantité considérable de jolis petits cristaux d'orthose hyalins à reflets opalisants n'atteignant que 1 à 2 millimètres; on trouve parfois cette roche en blocs altérés dans les tufs; par la décomposition de la matière vitreuse de la roche, les cristaux de feldspath sont mis en liberté en même temps que des cristaux hyalins de quartz bipyramidés.

Les échantillons que j'ai examinés m'ont été communiqués par M. Segond; ils ont les formes communes; les cristaux simples, allongés suivant  $p g^1 (001) (010)$ , abondent; les faces  $g^2 (130)$  y sont parfois assez développées; les macles de Carlsbad sont fréquentes, celles de Four-la-Brouque s'y rencontrent quelquefois.

2° Dans la pâte des microgranulites et des rhyolites.

Dans le magma du second temps des microgranulites et des microgranites, l'orthose se trouve en petits individus, visibles seulement à l'aide du microscope : ils possèdent les formes communes des grands cristaux ou sont dépourvus de contours géométriquement définis.

Ce feldspath forme parfois des associations micropegmatoïdes avec le quartz : celles-ci sont distribuées sans ordre dans la roche (*micropegmatites*) ou orientées sur les grands cristaux (*micropegmatites auréolées* ou à *étoilements*.) Les microgranulites de Cochinchine offrent notamment de magnifiques exemples de ces diverses micropegmatites, fréquentes dans le Plateau Central, le Morvan, les Vosges, la Corse, etc.

Dans certaines rhyolites (porphyres), l'orthose, pure ou imprégnée de matière amorphe, de quartz, forme des sphérolites à croix noire passant par gradations insensibles à des associations de micropegmatites (voir pages 35 et 36, fig. 24 et 25). Ces sphérolites feldspathiques sont allongés suivant l'arête  $p g^1 (001) (010)$ , et sont par suite négatifs (Voir Michel-Lévy : *A. M.* VIII. 378. 1875) : ils sont parfois macroscopiques (*pyromérides*). Plus rarement, ces sphérolites sont allongés suivant l'arête  $p h^1 (001) (100)$  ou  $h^1 g^1 (100) (010)$  : ils sont alors généralement pennés et leurs fibres élémentaires sont plus individualisées que celles des sphérolites communs.

**Plateau Central.** — *Puy-de-Dôme.* Les sphérolites *microscopiques* des rhyolites du ravin de Lusclade au mont Dore (*Puy-de-Dôme*) sont

très analogues, au point de vue de la structure, à ceux des rhyolites du Yellowstone Park, où ils ont été décrits pour la première fois par M. Iddings. Dans ces roches on observe des sphérolites allongés suivant  $pg^1$  (001) (010), et d'autres à allongement positif, à fibres palmées bien individualisées grâce à l'existence d'un peu de verre qui les isole les unes des autres. L'orthose de ces sphérolites est sodique. Elle s'isole, parfois dans les lithophyses, en cristaux de forme analogue à celle de la fig. 8, page 26 : ils sont accompagnés de lamelles de tridymite.

**Esterel.** — *Var.* Comme exemple de sphérolites macroscopiques, on peut citer ceux de la pyroméride violacée du Gargalong près Fréjus.

**Corse.** — Les schistes houillers du N.-O. de la Corse sont coupés par de nombreux filons de porphyres renfermant d'énormes sphérolites atteignant parfois la grosseur de la tête et communément celle du poing. Les échantillons de ce genre abondent dans les collections. Ils ont le plus généralement la forme de petits boulets parfaitement sphériques (fig. 38) et plus rarement celle d'ellipsoïdes aplatis (fig. 39). M. Nentien a bien voulu me donner les renseignements suivants sur leur gisement. Ils se trouvent particulièrement entre les golfes de Porto et de Galeria et dans la région qui, partant de la côte entre ces deux golfes,

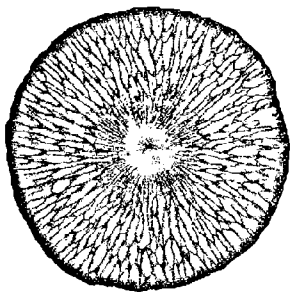


Fig. 38.

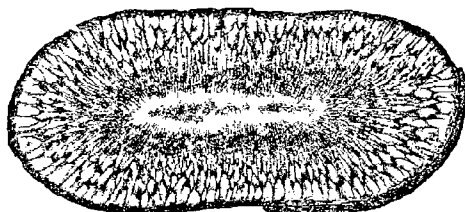


Fig. 39.

Surface polie de sphérolites gigantesques de micropegmatite, des microgranulites de Girolata (Corse).  
(Réduction de  $\frac{1}{3}$  environ.)

s'élève jusqu'aux hautes crêtes de la Paglia Orba, du Monte Cinto et du Monte Padro. On peut citer notamment les localités suivantes : Curzu, Partinello, Osani, Girolata, Galeria, Argentella, Piriò, etc.

L'examen microscopique de ces gros sphérolites m'a montré, dans les échantillons du Muséum et dans ceux que je dois à M. Nentien, tous les types de passage entre la micropegmatite à étoilement et les sphérolites palmés dans lesquels le quartz n'est souvent plus individua-

lisé. Les grands sphérolites sont le plus souvent formés par de vraies micropegmatites. Ils sont parfois colorés par de fines paillettes de biotite, disposées entre les fibres. La roche qui les renferme est une microgranulite qui est aux microgranulites normales ce que la granulite orbiculaire de Fonni (Sardaigne) et la diorite orbiculaire de Santa Lucia de Tallano sont respectivement aux granulites et aux diorites grenues. Les figures 24 et 25 des pages 35 et 36 ont été dessinées d'après des échantillons de pyroméride compacte à sphérolites violacés de quelques millimètres de diamètre provenant de Calasima.

b) *Dans les roches non quartzifères.*

α. *Dans les syénites et les syénites néphéliniques.*

Dans les syénites et les minettes, l'orthose est souvent sodique, associée fréquemment en microperthites avec de l'albite ou de l'anorthose. Elle est généralement aplatie suivant  $g^A$  (010), souvent maclée suivant  $g^A$  (010), et possède les mêmes propriétés que dans les granites.

Dans la syénite néphélinique de Pouzac, l'aplatissement de l'orthose suivant  $g^A$  (010) est très marqué, les macles de Carlsbad sont fréquentes, de même que les associations microperthitiques d'orthose, d'anorthose et aussi parfois d'albite (fig. 18, page 32). Parfois ces microperthites d'albite et d'orthose sont tellement fines que l'on peut à peine les soupçonner avec de forts grossissements (*kryptoperthite*).

Sur le bord de cette syénite, j'ai observé (*B. S. G.* XVIII. 521. et pl. x. fig. 1 et 2. 1890) d'intéressantes modifications endomorphes: la néphéline disparaît, et la syénite se transforme en une sorte de trachyte à longs microlites palmés d'orthose, parfois groupés en rosettes se rapprochant de la *bostonite* de M. Rosenbusch.

β. *Dans les diorites, les diabases et les gabbros.*

Dans les diorites passant aux syénites et dans les diorites quartzifères passant au granite à hornblende, on observe de l'orthose entourant les plagioclases et possédant la même orientation qu'eux; dans d'autres cas, le feldspath potassique se trouve en plages granitoïdes dans les interstices laissés par les plagioclases. Il est souvent associé au quartz en micropegmatites. C'est sous cette dernière forme qu'on l'observe fréquemment dans les diabases (Bretagne, Plateau Central).

Dans les gabbros du Pallet, à leur contact avec le gneiss et dans les échantillons renfermant à la fois du quartz et de l'hypersthène, l'orthose se présente parfois en grains sans formes géométriques.

Dans toutes ces roches, l'orthose ne peut guère être décelée que par l'étude *microscopique*.

γ. Dans les roches microlitiques.

L'orthose en microlites est caractéristique des trachytes et des phonolites. Elle se présente aussi en phénocristaux dans les mêmes roches, ainsi que dans les andésites acides.

Dans les trachytes (orthophyres) et les andésites (porphyrites) anté-tertiaires, les cristaux d'orthose sont altérés, laiteux, offrant le même aspect extérieur que dans le granite : ils ne présentent, dans aucun de nos gisements, de particularités dignes d'intérêt. Je ne m'occuperai donc que des roches postsecondaires dont quelques-unes renferment de fort beaux cristaux.

Dans tous les gisements étudiés dans ce paragraphe, l'orthose se trouve sous sa variété transparente ou translucide, très fendillée, la *sanidine* ; elle est généralement sodique et renferme très fréquemment des inclusions microscopiques (microperthites) d'anorthose.

Les phénocristaux présentent les mêmes formes et les mêmes particularités que dans les microgranulites.

1° Cristaux simples allongés suivant  $pg^1(001)(010)$ , mais toujours plus ou moins aplatis suivant  $g^1$  (type II, fig. 2, page 25).

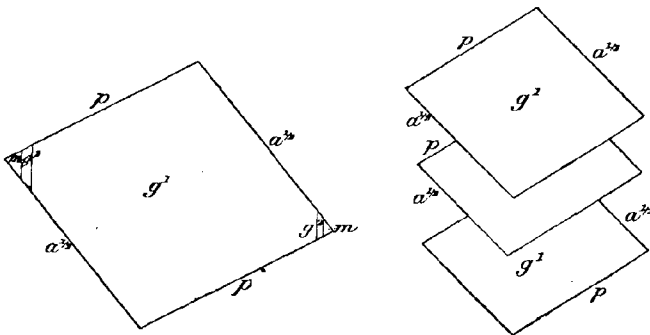


Fig. 40 et 41.

Projection sur  $g^1(010)$  de microlites d'orthose, aplatis suivant  $g^1(010)$ .

2° Cristaux aplatis suivant  $g^1(010)$ , allongés suivant l'axe vertical

ou suivant l'arête  $pg^1$  et maclés suivant la loi de Carlsbad avec ou sans pénétration. (Type I, fig. 1, page 25, et fig. 9 et 10, page 26.)

Les microlites présentent les mêmes formes, mais la seconde est la plus fréquente avec extrême aplatissement suivant  $g^1$  (010).

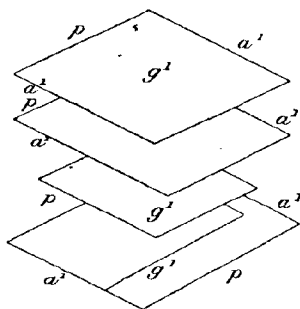
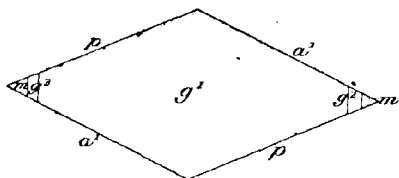


Fig. 42 et 43.

Projection sur  $g^1$  (010) de microlites d'orthose, aplatis suivant  $g^1$  (010).

Les trachytes renferment fréquemment des enclaves à structure miarolitique et essentiellement formées par de la sanidine. Ces *sanidinites* doivent être considérées comme le résultat de la cristallisation intratellurique du magma épanché sous la forme trachytique. Elles sont souvent riches en minéraux accessoires (*Les encl. des roch. volc.* 352).

a) Trachytes et andésites acides et leurs enclaves homogènes. — Dans les trachytes du Plateau Central, l'orthose microlitique est le plus souvent aplatie suivant  $g^1$  (010), formant de petites lamelles à contours  $p$  (001),  $a^1$  ( $\bar{1}01$ ) ou  $a^1/2$  ( $\bar{2}01$ ), dont les formes se voient très nettement au microscope dans les dômites du Puy-de-Dôme plus ou moins riches en matière vitreuse (fig. 40 à 43).

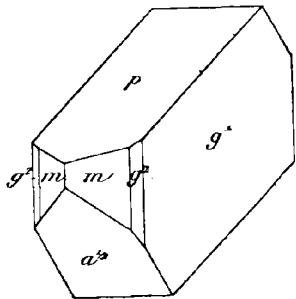


Fig. 44.  
Forme commune de la sanidine  
des trachytes (mont Dore).

Dans les roches plus cristallines, les formes ne se distinguent pas nettement, à cause de la richesse en cristaux et de la pauvreté en matière vitreuse. L'examen microscopique permet toutefois de constater que les formes sont les mêmes que dans la dômite.

Dans quelques trachytes et andésites, au contraire, les microlites d'orthose ont la forme de la fig. 2, page 25, c'est-à-dire de petites baguettes rectangulaires peu allongées suivant l'arête  $pg^1$  (001) (010) (trachytes augitiques à olivine du mont Dore). Dans les types vitreux de ces roches, les formes des microlites sont remarquablement nettes.

Je ne m'occuperai, dans les lignes qui suivent, que des grands cristaux *macroscopiques*. L'examen *microscopique* montre que ces grands cristaux renferment très fréquemment des facules d'anorthose.

**Plateau Central.** — *Haute-Loire.* Parmi les trachytes de la Haute-Loire aucun ne se recommande par la beauté de ses cristaux de sanidine; mais dans celui de Monac j'ai recueilli en très grande abondance des blocs de *sanidinites*, roches essentiellement formées par l'enchevêtrement de cristaux d'orthose sodique aplatis suivant  $g^1$  (010), parfois associés à de l'anorthose. Ces roches sont miarolitiques, très cristallines, à éléments feldspathiques atteignant plusieurs millimètres; elles renferment du zircon, du sphène et fort rarement du pyroxène et de la biotite. Leurs nombreux vides miarolitiques ont été remplis par de la calcite et de la christianite secondaires.

*Cantal.* M. Rames m'a signalé des cristaux de sanidine de 2 à 3<sup>cm</sup> dans le trachyte de La Font-d'Alagnon, au nord de l'ancienne route passant au col du Lioran entre l'Alagnon et le col; ils sont accompagnés de cristaux de sphène et de biotite.

Le même géologue m'a donné autrefois de beaux cristaux de sanidine atteignant 3<sup>cm</sup>, blancs marbrés de noir (inclusions vitreuses), à faces brillantes; ils ont été recueillis dans un bloc d'andésite englobé dans la brèche andésitique d'Ayrens, au N.-O. d'Aurillac; ils appartiennent aux deux types habituels. Les cristaux simples présentent  $p$  (001),  $g^1$  (010),  $a^{1/2}$  ( $\bar{2}01$ ) très développés, avec  $m$  (110),  $e^{1/2}$  (021) et plus rarement  $g^2$  (130),  $b^{1/2}$  ( $\bar{1}11$ ). Dans les macles de Carlsbad, les faces  $b^{1/2}$  ( $\bar{1}11$ ) sont souvent développées et  $e^{1/2}$  (021) très réduites. Un seul cristal ne présentait pas de faces  $p$  (001), par suite du très grand développement de  $b^{1/2}$  et  $e^{1/2}$ .

Je dois à M. Boule la communication de très nombreux cristaux de sanidine formant presque à eux seuls un banc de plusieurs mètres d'épaisseur au milieu d'un tuf trachytique du miocène supérieur de Raulhac près le village de Lessenat en Carlat (bord de la route) et du ravin de Doux près Yolet. En lavant ce tuf, j'en ai extrait plusieurs centaines de cristaux jaunâtres devenant parfaitement blancs par un traitement à l'acide chlorhydrique; ils sont limpides tant qu'ils sont humides, mais deviennent partiellement opaques par dessiccation. Leurs dimensions sont toujours les mêmes: de 2 à 4 millimètres au plus

Ils présentent les mêmes formes que la sanidine d'Ayrens.

M. Boule m'a signalé l'existence de cristaux nets de sanidine, dans les trachytes et leurs tufs, de la vallée du Goul (route entre Raulhac et Jou-sous-Monjou) (Est d'Aurillac), ainsi qu'au-dessous du village de Saint-Clément près de La Roque (dans un affluent du Goul).

Dans le trachyte de Menet, j'ai trouvé, en très grande abondance, de fort belles *sanidinites* miarolitiques dont le feldspath est constitué soit par de l'orthose sodique soit par de l'anorthose. La sanidine y forme des cristaux ayant parfois plusieurs centimètres, mais ne mesurant en général que quelques millimètres. Ils sont aplatis suivant  $g^1(010)$  et très friables. Dans les cavités miarolitiques s'isolent rarement des cristaux transparents à formes nettes  $g^1(010)$ ,  $p(001)$ ,  $a^1(\bar{1}01)$ ,  $a^{1/2}(\bar{2}01)$ ,  $b^{1/2}(\bar{1}11)$ ,  $e^{1/2}(021)$ , associés à du zircon, du sphène, etc.

*Puy-de-Dôme.* Une des caractéristiques pétrographiques du mont Dore réside dans l'abondance des grands cristaux porphyroïdes de sanidine qui se rencontrent dans les trachytes et les trachyandésites de basicité très variable qui renferment même parfois de l'olivine (Michel-Lévy : *B. S. G.* XVIII. 812. 1890).

Les plus beaux cristaux se recueillent dans les cendres trachytiques de la Grande Cascade (coulée supérieure), dans le ravin des Égravats, au ravin d'Enfer, au col et au sommet du pic du Sancy et un peu partout dans la vallée du Mont-Dore, si riche en blocs éboulés des hauteurs. On peut signaler aussi La Croix Morand, le puy de la Tache, le puy Poulet, La Morangie en Picherande<sup>1</sup> (revers sud du pic du Sancy). Ce sont ces cristaux qui se trouvent

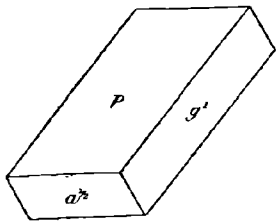


Fig. 45.

Sanidine du ravin des Égravats.

dans les collections sous le nom de « sanidine d'Auvergne ». On y trouve les deux types habituels de cristaux de sanidine ; les faces sont rarement brillantes, presque toujours recouvertes par un reste de verre trachytique. Les macles de Carlsbad sont formées par des cristaux allongés suivant l'axe vertical (fig. 10, page 26) ou suivant l'arête  $pg^1$  (fig. 44), mais toujours aplatis suivant  $g^1(010)$ . J'ai recueilli dans le

1. M. Fouqué a expliqué la présence de l'olivine dans quelques-unes de ces roches (La Morangie) en admettant qu'elles sont constituées par des andésites à sanidine englobées et remaniées par un épanchement basaltique. (*B. S. M.* XVII. 467. 1894.)



ravin des Égravats un cristal aplati suivant  $p$  (001) et réduit aux faces  $pg^1 a^{112}$  (fig. 45).

Ces cristaux ont en moyenne de 2 à 3 centimètres de plus grande dimension. Ils sont très fendillés et presque toujours faculés d'anorthose, qui fournit certainement la plus grande partie du sodium indiqué par les analyses.

Les sanidinites miarolitiques grenues sont rares dans les trachytes du Capuciu.

La sanidine associée intimement à l'anorthose se rencontre en cristaux nets de quelques millimètres dans les trachytes acides (dômites) de la chaîne des Puys (Puy-de-Dôme : Clerzou, Petit-Suchet, Sarcouy (cristaux jaune de soufre), etc.). Ces cristaux sont semblables à ceux du Mont-Dore : ils sont difficiles à isoler.

b) Phonolites. — Les microlites d'orthose sodique des phonolites sont de plus grande taille que ceux des trachytes et extrêmement aplatis suivant  $g^1$  (010). C'est grâce à leur orientation suivant des plans plus ou moins parallèles que la phonolite possède la fissilité qui est une de ses caractéristiques. Ces microlites n'ont généralement pas de contours nets : ils sont très fréquemment maclés suivant la loi de Carlsbad. Dans les phonolites altérées, cette forme pailletée des microlites feldspathiques devient très nette à l'œil nu (Pas de Compains (*Cantal*), Valette (*Cantal*), Velay, etc.).

L'orthose sodique se rencontre aussi en phénocristaux ; ils ont les mêmes formes que dans les trachytes, mais sont de plus petite taille : ils dépassent rarement 2 millimètres de plus grande dimension. Il n'est possible de les extraire de leur gangue que dans les phonolites altérées ; ils sont beaucoup moins fréquents que dans les trachytes. Les phonolites porphyroïdes sont, du reste, relativement peu abondantes dans le Plateau Central (Lardeyrois, tufs du Pertuis, etc. (*Haute-Loire*), Compains (*Puy-de-Dôme*). Ces phonolites sont feldspathiques ou néphéliniques (voir à *néphéline*, tome I).

Les phonolites du Pertuis (*Haute-Loire*), de Brocq en Menet et de Valette (*Cantal*) renferment (*Les encl. des roches volc.*) des enclaves homogènes ayant la composition et la structure des syénites néphéliniques ou sodalitiques qui rappellent celles de la syénite néphélinique de Pouzac. Les feldspaths sont constitués par de l'orthose, de l'anorthose, seuls ou associés en micropertthites. Leurs cristaux, aplatis suivant  $g^1$  (010), sont enchevêtrés les uns dans les autres et limitent des cavités que remplissent la néphéline et la sodalite.

c) Néphélinites. — J'ai observé de grandes plages d'orthose dans les néphélinites doléritiques du puy de Saint-Sandoux (*Puy-de-Dôme*) et de Rougiers (*Bouches-du-Rhône*) (voir tome I, page 500); elles moulent la néphéline : ce feldspath est faiblement barytique comme l'orthose des roches similaires allemandes.

δ. Dans les roches basaltiques ou dans leurs tufs, comme enclaves.

Les tufs basaltiques ou les roches basaltiques elles-mêmes du Plateau Central renferment assez souvent des fragments vitreux et hyalins d'orthose, qui constituent certainement des enclaves énallogènes, c'est-à-dire des produits ayant cristallisé en dehors du magma basaltique. Si cette question semble peu douteuse (*Les encl. des roches volc.*), il n'est souvent pas très facile de préciser davantage au sujet de l'origine de ces feldspaths. Par une coïncidence curieuse, tous les gisements que j'ai à citer se trouvent dans des régions dont le substratum est formé par des roches anciennes et où les roches basiques ont été précédées par des éruptions acides. On peut se demander dès lors si ces orthoses constituent des fragments de sanidinites, à grands éléments, produites par la consolidation en profondeur du magma épanché sous la forme trachytique, ou si, au contraire, elles ne sont pas plutôt des fragments de roches anciennes granitiques, la grande profondeur à laquelle elles auraient été arrachées permettant d'expliquer leur fraîcheur, à opposer à l'altération de toutes les roches anciennes affleurant dans la région. Rien ne prouve, du reste, qu'il faille donner une solution unique au problème. En ce qui concerne les gisements du Puy-de-Dôme, je me suis prononcé pour la deuxième hypothèse dans mon mémoire sur les enclaves; il y a lieu de remarquer en faveur de cette opinion que ces cristaux offrent l'aspect de l'adulaire plutôt que celui de la sanidine.

**Plateau Central.** — *Puy-de-Dôme*. Le gisement le plus important est celui de Montaudou signalé par M. Jannettaz (*B. S. M.* XIII. 372. 1890); l'orthose y est sodique, associée à de l'oligoclase. J'ai trouvé, dans le basalte, des roches grenues à grands éléments feldspathiques renfermant du zircon, de l'ilménite, minéraux inconnus en place dans la région. Des masses laminaires transparentes de 15<sup>cm</sup> m'ont été communiqués par M. P. Gautier et M. Demarty. Ces grands cristaux de feld-

spath ne renferment dans leur masse aucun autre minéral permettant d'affirmer qu'ils proviennent de la même roche que les roches grenues dont il vient d'être question. À leur contact avec le basalte, ils ont subi des phénomènes de fusion et de recristallisation; ils sont souvent imprégnés de calcite secondaire. On les trouve dans le basalte compact et dans les péperites qui l'accompagnent.

Des feldspaths analogues, mais en moins gros cristaux, se trouvent dans le basalte de Pardines, du puy de la Garde en Saint-Jean-des-Ollières, au puy de Corent près de Veyre, au puy de Chanat, etc.

**Algérie.** — *Oran.* Les tufs basiques de l'île de Rachgoun, située à l'embouchure de la Tafna, renferment de très nombreuses enclaves d'un feldspath vitreux, qui a été analysé par M. Vélain (*C. R.* LXXIX. 250. 1874) : ce géologue lui a trouvé la composition d'une anorthose; d'autre part, M. Fouqué (*B. S. M.* XVII. 417. 1894) a étudié ses propriétés optiques. Les angles d'extinction sur  $p$  (001) et  $g^1$  (010) sont ceux de l'orthose; cependant, l'écartement des axes étant plus grand que dans la plupart des sanidines, M. Fouqué l'a considéré comme une anorthose. M. Gentil a exploré récemment le gisement; il en a rapporté plusieurs kilogrammes de fragments absolument hyalins; ils ont parfois jusqu'à 4<sup>cm</sup> de plus grande dimension; on y reconnaît des traces des deux formes communes : cristaux simples et macles de Carlsbad. Ces cristaux sont fondus ou corrodés superficiellement, leurs arêtes sont arrondies. Les surfaces des clivages  $p$  et  $g^1$  sont parfaites; leur angle ne diffère de 90° que de 1' à 3'. Aussi me paraît-il préférable de regarder ce feldspath, dépourvu de la macle de l'albite, comme une orthose plutôt que comme une anorthose. L'examen microscopique montre sa richesse en calcite qui imprègne ses cassures : ce fait permet d'expliquer la présence de la chaux signalée dans l'analyse donnée plus haut.

M. Gentil a trouvé un feldspath semblable accompagnant des cristaux nets d'augite, de hornblende, de spinelle, du sphène, dans les scories de *leucotéphrite* du cratère de Ben-Ganah dans la région d'Aïn-Témouchent. Les gros cristaux à faces arrondies renferment parfois des inclusions de prismes hexagonaux d'apatite, ils englobent rarement l'augite, aussi est-il probable qu'ils constituent des cristallisations profondes du magma leucitique, et qu'ils ont par suite une origine différente de ceux des gisements auvergnats. Ces gisements algériens rappellent ceux de Wehr dans l'Éifel.

2° *Dans les roches sédimentaires modifiées par les roches éruptives.*

a) *Contact du granite et de la granulite.*

M. Michel-Lévy a montré (*B. S. G.* IX. 181. 1881 et *B. C. F.* n° 9 et n° 36) que, dans beaucoup de contacts immédiats du granite avec les schistes paléozoïques (Saint-Léon (*Allier*), Flamanville (*Manche*), env. de L'Arbresle (*Rhône*), etc.), ces derniers sont injectés par la roche éruptive et transformés sur une petite distance en véritable gneiss, par apport des éléments de l'orthose et du quartz et développement abondant de biotite.

L'orthose de ces schistes micacés se présente en grains arrondis. Au microscope, on les voit envelopper les éléments anciens du schiste. Dans quelques cas, il y a formation de véritables cristaux d'orthose à formes distinctes, rappelant ceux des gneiss porphyroïdes.

J'ai retrouvé dans les Pyrénées de magnifiques exemples de ce mode de métamorphisme du granite [Cauterets, massif de Néouvielle (*Hautes-Pyrénées*), sud d'Ax, de Quérigut (*Ariège*), de Saint-Paul-de-Fenouillet (*Pyrénées-Orientales*)], qui a une grande importance théorique, en ce qu'il indique le mode de formation probable de beaucoup de gneiss.

Les schistes paléozoïques présentent aussi de remarquables modifications au contact des granulites, qui souvent les transforment aussi en roches rubanées feldspathiques très analogues aux gneiss granulitiques dont il sera question plus loin. L'orthose y possède les mêmes caractères que dans ces roches [Bretagne, Pyrénées (*Ariège*), Morvan, etc.].

b) *Contact de la lherzolite et des ophites.*

**Pyrénées.** — *Haute-Garonne et Ariège.* J'ai signalé (*B. C. F.* n° 42. 1895) la fréquence de l'orthose comme produit néogène dans les marnes calcaires liasiques métamorphosées par la lherzolite de la Haute-Garonne et surtout de l'Ariège. Dans ces roches, l'orthose est toujours grenue et le plus souvent associée à des feldspaths très basiques (bytownite ou anorthite). Cette orthose est surtout abondante dans les schistes micacés décrits à l'article *dipyre*.

Les gisements de ces schistes sont énumérés plus loin (voir à *dipyre*); les plus riches en orthose sont les schistes non tachetés des ravins débouchant dans le Bastard entre le pont de Massat et l'étang de Lherz. Les grains d'orthose atteignent rarement 1<sup>mm</sup> de diamètre.

L'orthose existe aussi dans les calcaires secondaires noirs métamorphisés au contact de la lherzolite et imparfaitement silicatés. Elle s'y présente en petits cristaux distincts  $m$  (110),  $p$  (001), rarement  $a^1$  ( $\bar{1}01$ ), ne dépassant guère 3<sup>mm</sup>. Ils accompagnent le dipyre à Cap-de-Mont (*Haute-Garonne*) (M. Gourdon), à Seix (des Cloizeaux, *op. cit.*, I. 234).

Enfin M. des Cloizeaux m'a indiqué de petits cristaux noirs du même minéral qu'il a recueillis en blocs éboulés dans la haute vallée de Héas (*Hautes-Pyrénées*); ils se rapportent au même type, mais je ne connais pas les conditions de gisement des calcaires qui les renferment.

L'orthose de tous ces gisements est sodique.

c) *Dans les enclaves énallogènes des roches volcaniques comme produit néogène.*

**Plateau Central.** —  $\alpha$ . Enclaves de roches anciennes (granite, gneiss, etc.). — J'ai fait voir (*Les encl. des roches volc.*) que l'orthose sodique grenue est un des minéraux qui se forment le plus fréquemment dans la transformation des enclaves quartzofeldspathiques des *trachytes*, des *phonolites* et des *andésites acides* du Plateau Central. Quand il subsiste des restes de leurs feldspaths primordiaux (orthose, oligoclase, etc.), on voit l'orthose néogène s'orienter sur eux (fig. 17, p. 31).

Dans quelques gisements, et en particulier au Capucin (Mont-Dore), le volume des minéraux néogènes étant plus petit que celui des éléments résorbés de l'enclave, il y a production d'une géode dans laquelle l'orthose, la tridymite, les pyroxènes (augite et hypersthène), la magnétite, etc. ont pu librement cristalliser.

L'orthose de ce gisement est aplatie suivant  $p$  (001) (fig. 46); les cristaux sont toujours très petits; j'ai pu cependant constater les formes suivantes :  $p$  (001),  $m$  (110),  $g^1$  (010),  $h^1$  (100),  $g^2$  (130),  $a^1$  ( $\bar{1}01$ ),  $a^{1/2}$  ( $\bar{2}01$ ),  $e^{1/2}$  (021); ils sont rarement maclés suivant la loi de Four-la-Brouque. Cette forme est celle des cristaux d'orthose des lithophyses des rhyolites du Yellowstone Park.

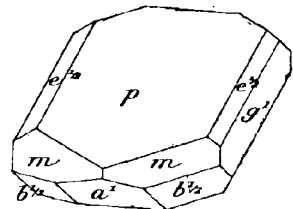


Fig. 46.  
Orthose sodique des enclaves du Capucin.

Leurs propriétés optiques sont celles de l'orthose non déformée; ils sont intimement associés à de la tridymite; les essais microchimiques montrent la présence de la soude.

L'orthose néogène se produit, dans les mêmes conditions qu'au Capucin, au milieu des enclaves gneissiques des phonolites du *Cantal* (Valette) et du *Velay* (Le Pertuis), mais ne s'y présente pas en cristaux libres dans des géodes. La fig. 47, empruntée à mon mémoire sur les enclaves,

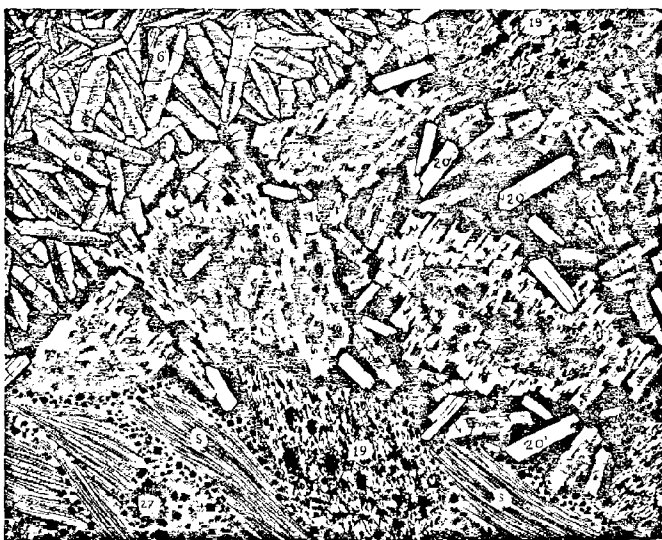


Fig. 27.

Lame mince taillée dans une enclave de gneiss de la phonolite du Pertuis (*Haute-Loire*). Les éléments anciens sont formés par de la sillimanite (S), de la biotite (13) en voie de transformation en spinelle (27), et de l'orthose entourée d'orthose néogène (6'); ces minéraux sont noyés dans du verre où se trouvent des cristaux d'aégyrine (20) et de l'orthose. A gauche et en haut on voit la phonolite (6'). (Lumière polarisée).

montre cette orthose néogène orientée sur les débris des feldspaths

$\beta$ . Enclaves de roches volcaniques. — Les enclaves de roches volcaniques plus anciennes (trachytes, andésites) des trachytes du Mont-Dore (Capucin, Riveau-Grand) renferment très souvent des lamelles de sanidine sodique, semblables à celles qui viennent d'être décrites; elles accompagnent d'une façon constante la tridymite, l'hypersthène, l'augite, la biotite néogènes qui tapissent les cavités de ces enclaves; l'orthose se forme souvent aussi en agrégats de petites lames aux dépens des phénocristaux anciens de sanidine.

Enfin, au Roc de Cuzeau (Mont-Dore), j'ai observé de véritables sanidinites miarolitiques remplissant des intervalles entre le trachyte et ses enclaves de trachyte plus ancien. Ces sanidinites sont formées par l'enchevêtrement de cristaux aplatis de sanidine, de quelques millimètres, associés en micropertithe avec de l'anorthose et englobant de l'augite, du sphène, de la magnétite. Ces minéraux se présentent aussi en cristaux distincts dans toutes les cavités.

3° *Dans les schistes cristallins et dans les schistes paléozoïques métamorphisés indépendamment des roches éruptives.*

L'orthose des gneiss ne possède pas de caractères différents de ceux qui ont été décrits dans le granite et la granulite. Ce feldspath se présente en grains sans formes géométriques, blancs ou gris, parfois rouges [coloration fréquente dans les gneiss granulitiques (Morvan, etc.)], associés au quartz. Il se trouve aussi en grands cristaux à forme plus ou moins nette, généralement maclés suivant la loi de Carlsbad et orientés suivant le rubanement de la roche. Les gneiss devenus ainsi porphyroïdes sont comparables aux granites porphyroïdes [environs d'Ax (*Ariège*), Lyonnais, Morvan, etc.].

Parfois ces cristaux sont arrondis ; ils se groupent dans certains gneiss avec du quartz, des feldspaths tricliniques, pour former des nodules moulés par de la biotite (*gneiss axilleté*).

Les gneiss et les micaschistes injectés par la *granulite* (*gneiss et micaschistes granulitisés*) renferment des lits ou amandes riches en orthose, qu'il est souvent impossible de distinguer, au point de vue de leur constitution, des granulites filoniennes. L'orthose y possède les mêmes propriétés que dans ces roches.

Dans l'*Ariège*, au pied du village d'Illiers, près Vièdessos, j'ai recueilli, dans des nodules de ce genre, des masses d'orthose présentant des clivages *p* (001) et *m* (110) donnant des solides pseudorhombodriques recouverts d'un léger enduit de damourite. Ce feldspath est riche en *quartz vermiculé*, particularité très fréquente dans les orthoses des gneiss.

L'orthose est plus rare dans les gneiss amphiboliques, où elle est associée à des feldspaths tricliniques, qui la remplacent même totalement dans les plus basiques de ces roches. De même que dans les

gneiss grenus à pyroxène, avec ou sans wernerite (voir à *dipyre*), cette orthose est grenue et dépourvue de formes géométriques.

Les schistes paléozoïques de beaucoup de régions (Bretagne, Alpes, etc.) renferment parfois de l'orthose développée indépendamment de l'action de roches éruptives. Tantôt ce minéral n'y existe qu'à l'état microscopique ; tantôt il se présente aussi en petits nodules [massif de la Vanoise (*Savoie*) (M. Termier)] ou même [côte de Sainte-Marie (*Loire-Inférieure*)] en gros cristaux arrondis, de plusieurs centimètres, simples ou maclés suivant la loi de Carlsbad, qui offrent les plus grandes analogies de structure avec ceux des gneiss porphyroïdes.

4° *Dans les calcaires sédimentaires, comme produit récent indépendant de l'action de roches éruptives.*

L'orthose se rencontre assez abondamment répandue dans beaucoup de calcaires sédimentaires d'âge très varié, comme produit néogène généralement microscopique.

**Morvan.** — *Saône-et-Loire*. Delesse a signalé (*B. S. G.* IX, 137, 1851<sup>1</sup>) l'existence de cristaux d'orthose d'un blanc rosé dans le calcaire liasique à *Gryphæa arcuata*, cristallin et d'un gris jaunâtre du Champ-Morat (ou plutôt Champ-Morel) en Saint-Laurent-en-Brionnais. M. Berthier a bien voulu, sur ma demande, faire des recherches dans ce gisement, sans pouvoir retrouver le minéral signalé par Delesse : il n'y a rencontré que de petits échantillons de barytine rose lamellaire.

**Alpes.** — *Isère, Basses-Alpes, Drôme*, etc. Lory, qui a beaucoup insisté sur l'abondance de l'albite dans les calcaires triasiques alpins, a signalé l'orthose dans les calcaires jurassiques [bajocien, bathonien, callovien, oxfordien] de la région subalpine (*C.R.* CIII, 309, 1886). Ces calcaires ne présentent pas d'apparence extérieure de métamorphisme ; quelques-uns d'entre eux sont oolithiques, et, à Corenc près Grenoble, les cristaux de feldspath se trouvent dans les moules d'ammonites du bathonien. Les cristaux d'orthose, aplatis suivant

1. Dans ce mémoire, il cite l'orthose néogène dans une argilolite de La Poirée (*Vosges*).



$p$  (001) et présentant en outre les faces  $m$  (110),  $g^4$  (010), sont parfois maclés suivant la loi de Carlsbad; ce feldspath est souvent accompagné par de l'albite, du quartz, de la pyrite.

Lory a constaté que les septarias de Meylan près Grenoble (*Isère*), de Die, de Remusat (*Drôme*), des environs de Digne (*Basses-Alpes*), qui souvent renferment des géodes (fentes de retrait) tapissées de cristaux de dolomie, de quartz hyalin, de célestine, laissent un résidu feldspathique après un traitement par un acide. Une analyse d'un semblable résidu donnée par Lory (septaria des marnes oxfordiennes des environs de Grenoble) lui a fourni la composition suivante :

SiO<sup>2</sup> 80,9; Al<sup>2</sup>O<sup>3</sup> 11,7; CaO 0,28; MgO 0,32; K<sup>2</sup>O 4,43; Na<sup>2</sup> 2,13 = 99,76,

qu'il a interprétée par un mélange de quartz, d'orthose sodique, d'albite et d'un peu d'argile. Les septarias de Meylan que j'ai examinés sont particulièrement riches en albite, dont j'ai pu isoler plusieurs grammes.

**Bassin de Paris.** — M. Cayeux a signalé (*C. R.* CXX. 1068. 1895) l'existence de cristaux microscopiques néogènes d'orthose à plusieurs niveaux du crétacé (turonien, sénonien) du Nord de la France et du bassin de Paris. Ils sont aplatis suivant  $p$  (001) ou suivant  $g^4$  (010) et parfois peu allongés suivant  $p g^4$  (001) (010) ou suivant  $h^4 g^4$  (100) (010).

Ces cristaux non maclés présentent les formes  $p$ ,  $g^4$ ,  $m$ ; leurs dimensions varient de quelques centièmes de millimètres à 0<sup>mm</sup> 10.

Ils sont associés à des grains élastiques de feldspaths altérés, à des grains de quartz, etc. Ils se distinguent de ces éléments détritiques par la netteté de leurs formes. Dans le Nord, la proportion d'orthose varie en raison inverse de celle des minéraux élastiques; elle est surtout abondante à la partie supérieure du sénonien.

Quand les assises crétacées sont riches en glauconie, l'orthose néogène  $y$  est rare et réciproquement; ce fait s'explique facilement: en effet, ces deux minéraux étant potassiques, l'orthose doit se former surtout dans les assises riches en alumine, alors que la glauconie se produit dans celles qui contiennent peu d'alumine et une certaine quantité de fer.

5° Dans les fentes de roches diverses, comme produit secondaire.

Je range dans cette catégorie de gisements tous ceux dans lesquels l'orthose s'est produite dans des fissures, par circulation hydrothermale, quelle que soit du reste la nature de la roche traversée par elles.

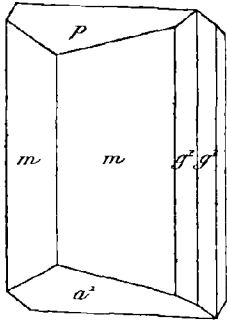


Fig. 48.  
Adulaire de Poisans.

Les cristaux que l'on observe dans ces conditions ont toujours le même aspect : ils sont pauvres en faces et présentent les formes  $m$  (110),  $a^1$  ( $\bar{1}01$ ), avec ou sans  $p$  (001) ;  $p$ , et  $g^1$  sont striées parallèlement à leur intersection mutuelle, les cristaux sont plus ou moins allongés suivant l'axe vertical ; ils sont souvent transparents ou fortement translucides, constituant alors la variété connue sous le nom d'*adulaire*.

Ils sont associés à de la ripidolite, qui fréquemment les imprègne (adulaire chloritée), à du quartz hyalin, du sphène, de l'axinite, de l'épidote, de l'anatase, de la byssolite, etc. L'examen microscopique fait voir que ces cristaux présentent des plages ondulées (*Alpes*) avec apparence de macles semblant indiquer que le minéral est triclinique : peut-être quelques adulaires doivent-elles être rattachées à l'anorthose. Les cristaux présentent de fréquentes torsions hélicoidales.

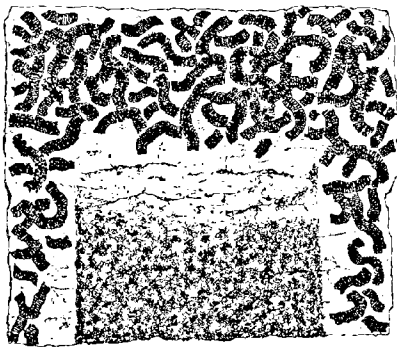


Fig. 49.  
Lame mince d'*adulaire chloritée* du Dôme du Gouter, montrant des groupements vermiculés de ripidolite (helminthe) localisés sur les bords du cristal, qui au centre ne renferme que des lamelles enchevêtrées du même minéral. (Grossissement de 20 diamètres. Lumière naturelle.)

Les fissures des schistes paléozoïques métamorphisés par le granite du massif de Néouvielle, dans les environs de Barèges, et particulièrement à la Piquette déras lids, sont parfois tapissées de petits cristaux d'adulaire possédant les formes  $m$  (110),  $a^1$  ( $\bar{1}01$ ),  $mpa^1$  ; ils

**Pyrénées. — Hautes-Pyrénées.**

Les fissures des schistes paléozoïques métamorphisés par le granite

sont généralement de petite taille, souvent laiteux, tantôt allongés suivant l'axe vertical et tantôt, au contraire, très raccourcis suivant cet axe. Ces cristaux sont associés à de la calcite, du quartz hyalin, de l'épidote, de l'asbeste; leur structure est très homogène et leurs propriétés optiques sont normales.

Ce minéral, très anciennement connu dans ce gisement, était avec l'albite désigné sous le nom de *schorl blanc* par les auteurs de la fin du siècle dernier. Il se rencontre dans des conditions analogues, aux pics d'Arbizon et de Montfaucon, associé à l'axinite, au grossulaire, etc.

Il est très fréquent, à la Piquette déras lids, de voir de petits cristaux d'adulaire régulièrement orientés sur des cristaux d'albite auxquels ils forment une couverture pectinée (voir à *albite*) (fig. 50).

**Plateau Central.** — *Rhône.* J'ai trouvé de petits cristaux laiteux d'orthose, ayant la forme de l'adulaire, dans les fentes des mica-schistes de Sourcieu.

**Alpes.** — *Massif du mont Blanc. Haute-Savoie.* L'adulaire est fréquente dans les fentes du granite (protogine) et des schistes cristallins du massif du mont Blanc; elle y forme même de très beaux groupes de cristaux, atteignant individuellement 2<sup>cm</sup>. Ils présentent les formes citées plus haut et sont souvent laiteux ou chlorités. Les inclusions de ripidolite n'imprègnent parfois qu'un seul côté des cristaux. Ceux-ci présentent fréquemment une torsion hélicoïdale analogue à celle qui est si fréquente dans les cristaux de quartz hyalin des gisements alpins. Dans une même géode, la torsion des cristaux ayant la même orientation n'a pas lieu toujours dans le même sens. Les faces  $a^1$  ( $\bar{1}01$ ) sont profondément striées parallèlement à l'arête de zone  $p$   $h^1$  ( $001$ ) ( $100$ ).

Les groupements en forme de dents de scie représentés par la fig. 51 et constitués par l'association d'un grand nombre de cristaux accolés suivant  $h^1$  ( $100$ ) ne sont pas rares.

L'adulaire se trouve seule ou associée à du quartz hyalin, du sphène jaune, de l'oligiste titanifère, de la ripidolite; les gisements qui fournissent les meilleurs cristaux sont: le Jardin du glacier de Talèfre, le dôme du Gôter, le glacier des Bossons, etc.

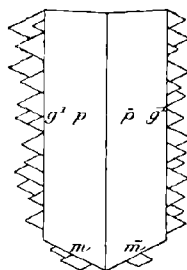


Fig. 50.  
Projection sur  $p$  ( $001$ ) du groupement pectiné d'adulaire sur albite (Piquette déras lids).

M. Brun a signalé des cristaux d'adulaire chloritée, associés à du quartz, de l'albite, de la galène, dans les moraines du glacier de Miage (Z. K. V. 104. 1880).

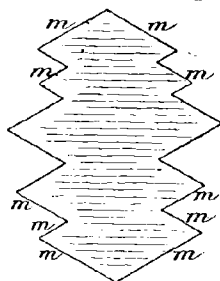


Fig. 51.

Projection sur  $p$  (001) des groupements en dents de scie de cristaux d'adulaire se pénétrant suivant  $h^1$  (100).

La collection du Muséum renferme des cristaux noirs d'adulaire, à faces très brillantes, accompagnés de cristaux de quartz de la vallée de l'Arve : ils sont implantés sur du gneiss.

Isère. L'adulaire est abondante dans l'Oisans, soit dans la zone à axinite (voir tome I, page 294) (fissures des schistes cristallins granulitisés des deux rives de la Romanche), soit dans la zone des gisements d'anatase et d'albite (druses des granulites et des schistes amphiboliques) des

environs de Saint-Christophe-en-Oisans.

Dans la première (Balme d'Auris), ce minéral accompagne l'axinite, l'épidote, le quartz en cristaux souvent blanc laiteux :  $ma^1$ ,  $mpa^1$  de

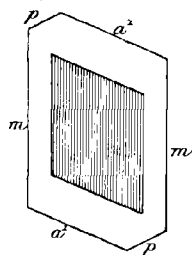


Fig. 52

Lame  $g^1$  (010) d'un cristal d'adulaire de l'Oisans présentant un centre teinté en brun verdâtre. La face  $p$  (001) de la périphérie n'existe pas dans le noyau central.

petite taille. Les macles de Carlsbad symétriques par rapport à  $h^1$  (100) ne sont pas rares ; dans la seconde (S<sup>t</sup> Christophe, glacier du M<sup>t</sup> de Lans, les Puits, etc.), il forme des cristaux plus souvent transparents associés au quartz, à l'albite, à l'anatase, à la brookite, etc. ; ils ont les mêmes formes et présentent souvent des phénomènes de torsion hélicoïdale. Dans un échantillon de la collection du Muséum formé par de gros cristaux offrant cette particularité et présentant les faces  $m$ ,  $a^1$  et  $p$ , l'examen microscopique du clivage  $g^1$  (010) montre que la cristallisation a commencé par la formation d'un cristal dépourvu des faces  $p$  (001) et possédant une couleur brune qui

contraste avec la couleur blanche de la périphérie.

Les groupements en dents de scie (fig. 51) et les associations d'adulaire et d'albite (fig. 50) se rencontrent dans l'Oisans : ils me paraissent moins fréquents que dans les gisements précités.

A La Combe de la Selle, l'adulaire en cristaux troubles accompagne la prehnite, l'épidote, l'albite, l'asbeste et la calcite en lamelles  $a^1$  (0001),  $p$  (10 $\bar{1}$ 1).

C'est Haüy qui a montré l'identité de l'adulaire et de l'orthose

orthose) (*Mém. Ac. Sc.* 1784. 270 et *J. P.* XXVIII. 64. 1786).

*Hauts-Alpes.* M. de la Durandière m'a signalé un intéressant gisement d'anatase trouvé à la cascade des Fréaux par M. Laurent. Les échantillons que ce dernier m'a envoyés sont constitués par des fragments de chloritoschistes et de granulites dont les fentes sont tapissées de cristaux de quartz hyalin ou d'un enduit de cristaux limpides d'adulaire de la forme  $m$  (110),  $a^1$  ( $\bar{1}01$ ) avec ou sans  $p$  (001). Sur eux reposent de petits octaèdres d'anatase jaune de miel riches en faces.

L'adulaire forme parfois de jolis petits cristaux de quelques millimètres s'accolant en grand nombre suivant les faces  $m$  (110). Ils sont fréquemment accompagnés par des rhomboèdres  $p$  ( $10\bar{1}1$ ) très nets de calcite.

#### 6° Dans les roches sédimentaires, comme élément clastique.

L'orthose se rencontre en éléments clastiques dans tous les sédiments formés ou en voie de formation à proximité des massifs de roches anciennes feldspathiques. On la retrouve jusque dans la craie du bassin de Paris, en traitant celle-ci par un acide qui dissout la calcite. Ce qui donne de l'intérêt à l'existence de ce minéral dans les sédiments d'origine marine, c'est qu'il paraît avoir fourni une partie des éléments de la glauconie : on constate en effet fréquemment que ce minéral se forme à ses dépens (voir tome I, page 406).

---

## FELDSPATHS TRICLINIQUES

On a vu, page 24, que les feldspaths tricliniques peuvent être divisés en deux séries :

- a) Feldspaths potassiques ou sodopotassiques (*feldspaths pseudo-monocliniques*);
  - b) Feldspaths sodiques, calciques ou calcosodiques (*plagioclases*).
- J'étudierai successivement ces deux séries.

## FELDSPATHS PSEUDO-MONOCLINIQUES

*Anorthose* . . . . . (Na, K) Al Si<sup>3</sup> O<sup>8</sup>

*Microcline* . . . . . K Al Si<sup>3</sup> O<sup>8</sup>

Ces feldspaths ne se distinguent pas, au premier abord, de l'orthose, dont ils possèdent les formes extérieures habituelles, l'angle de leurs deux clivages faciles  $p$  et  $g^1$  (001) (010) ne différant de 90° que de quelques minutes. Cette valeur de l'angle  $pg^1$  ne permet pas de voir sur les clivages  $p$  (001) les stries dues à la macle polysynthétique suivant la loi de l'albite qui sont si caractéristiques des plagioclases. C'est aux propriétés optiques qu'il faut avoir recours pour distinguer ces feldspaths l'un de l'autre et les différencier de l'orthose. Ils ne se trouvent pas dans tous les gisements de l'orthose, mais, dans tous ceux où on les rencontre, ils sont les satellites ou les remplaçants de ce feldspath, avec lequel ils se groupent fréquemment en microperthite ; ils sont souvent aussi associés à l'albite.

## ANORTHOSE

(Na, K) Al Si<sup>3</sup> O<sup>8</sup>

Triclinique, mais très voisin de l'orthose.

$p g^1 = 90^{\circ}29'$  Quatre Ribeiras (Açores) (Fouqué).

*Formes observées. Macles et faciès des cristaux.* Les formes et les macles macroscopiques observées dans les cristaux d'anorthose sont les mêmes que dans l'orthose. Les macles *macroscopiques* de Carlsbad, de Four-la-Brouque et de Baveno sont fréquents. L'examen *microscopique* seul permet parfois d'y déceler l'existence de la macle de l'albite, de la péricline et peut-être du microcline.

Dans les gisements français décrits plus loin, je n'ai pu isoler aucun cristal ayant des faces assez brillantes pour se prêter à des mesures goniométriques.

*Clivages.* Clivages  $p$  (001) parfait et  $g^1$  facile.

*Dureté.* Comme l'orthose.

*Densité.* 2,567 à 2,60 ; 2,567 Vidalenc (Fq.), 2,592 Liberté (Fq.).

*Coloration et éclat.* Incolore, rouge ou verdâtre par altération ou

infiltration de produits ferrugineux. Les cristaux fendillés présentent souvent l'apparence de la sanidine.

*Propriétés optiques.* Plan des axes optiques presque perpendiculaire à  $g^1$  (010). La bissectrice aiguë *negative* ( $n_p$ ) fait dans  $g^1$  (010) un angle de  $+ 4^\circ$  à  $10^\circ$  avec la trace de  $p$  (001). Dispersion horizontale nette avec  $\rho > \nu$ .

Les données suivantes sont dues à M. Fouqué (*B. S. M.* XVII. 1894) :

	$n_g$	$n_m$	$n_p$	$2 V$	Extinction		$Tn_g$	$Sn_p^1$
					sur $p$	sur $g^1$		
Liberté	»	»	»	49°14'	»	»	6°	89°
Cliergue	»	»	»	42°40'	+ 1°30'	+ 9°	4 à 5°	89°
Vidalenc (Na)	1,5272	1,5266	1,5215	32° 8'	+ 1°30'	+ 10°	9°30'	89°
» (Li)	1,5249	1,5241	1,5188	»	»	»	»	»

Le feldspath de Vidalenc se rapproche de l'orthose par la valeur de ses indices et par l'écartement de ses axes optiques. M. Fouqué a trouvé, en effet, pour l'anorthose Quatre Ribeiras (Na) :

$$n_g = 1,5305;$$

$$n_m = 1,5294;$$

$$n_p = 1,5234.$$

Il se rapproche, au contraire, de l'anorthose par l'angle d'extinction des sections perpendiculaires à  $n_p$ .

La relation si nette existant entre la composition chimique des plagioclases calcosodiques (voir page 127) et leurs propriétés optiques ne se retrouve pas dans l'anorthose, ou plutôt n'a pas été mise en évidence jusqu'à présent, les feldspaths les plus riches en sodium étant souvent ceux qui se rapprochent le plus de l'orthose par leurs propriétés optiques : ce fait tient peut-être à ce que les feldspaths analysés et étudiés n'étaient que des mélanges physiques (microperthites) variables d'orthose et d'anorthose.

Les macles de l'albite n'existent pas toujours dans l'anorthose; quand on les observe, elles sont généralement très fines; la macle de la péricline est plus rare. Dans la face  $g^1$  (010), la trace de la section rhombique (macle de la péricline) fait avec le clivage  $p$  (001) un angle de

1. Comme pour les plagioclases calcosodiques, S et T représentent respectivement les sections perpendiculaires aux bissectrices aiguë et obtuse : l'indication  $n_g$  ou  $n_p$  donne le signe de ces bissectrices. Les nombre inscrits au-dessous de ces indications représentent les angles d'extinction de ces sections rapportés à la trace de  $g^1$  (001) pour les sections  $Sn_p$ , et à la trace de  $p$  (001) pour les sections  $Tn_g$ .

(+) 4° à 8° environ (d'après M. Rosenbusch, ces nombres devraient être pris dans le sens négatif).

*Composition chimique.* L'anorthose peut être considérée au point de vue chimique comme formée par des mélanges en proportions variables d'orthose et d'albite; elle est souvent un peu calcique.

Analyses : a) de l'anorthose du trachyte de Vidalenc, par M. Fouqué;

b) de l'anorthose de la phonolite de Liberté, par M. Fouqué (*op. cit.*).

	a)	b)
Si O <sup>2</sup> .....	66,9	68,0
Al <sup>2</sup> O <sup>3</sup> .....	19,8	20,1
Na <sup>2</sup> O.....	7,6	10,1
K <sup>2</sup> O.....	4,5	1,2
Ca O.....	1,3	0,6
	101,1	100,0
Densité	2,567	2,592

*Essais pyrognostiques.* Comme l'orthose, mais donne une forte réaction de la soude.

*Altérations.* Comme pour l'orthose.

*Diagnostic.* Voir à *microcline*, page 122.

## GISEMENTS ET ASSOCIATIONS

L'anorthose est toujours accompagnée d'orthose et forme très fréquemment, avec ce feldspath, des associations micropertitiques. L'examen microscopique augmentera certainement le nombre des gisements connus de ce minéral.

L'anorthose n'a été observée jusqu'à présent en France que dans des roches éruptives.

### 1° Dans les roches quartzifères.

#### a) Granites et granulites.

L'anorthose accompagne l'orthose dans un grand nombre de roches granitiques, soit en cristaux distincts, soit en associations micropertitiques avec ce dernier feldspath; elle se rencontre aussi dans diverses granulites ou pegmatites. Voici quelques gisements particulièrement intéressants à ce point de vue.

**Pyénées.** — *Hautes-Pyrénées.* Les granulites et pegmatites du massif du pic du Midi et notamment celles de la région du lac Bleu



renferment de grands cristaux de feldspath gris bleuâtre, dont il a été question plus haut. Ces cristaux sont souvent constitués par des associations microperthitiques très complexes de microcline et d'anorthose.

M. des Cloizeaux a signalé depuis longtemps (*A. P. C. op cit.* 448) la grande extinction suivant  $g^1$  (010) du feldspath que je rapporte à l'anorthose.

**Alpes.** — *Massif du mont Blanc. Haute-Savoie.* M. Michel-Lévy a montré l'abondance de l'anorthose, associée à l'orthose et au microcline, dans les roches granitiques (protogine) et les schistes cristallins modifiés par elles du massif du mont Blanc (*B. C. F.* n° 9. 1890).

**Corse.** — On a vu dans le tome I (page 695) que les granulites et aplites à riebeckite de Corse sont très riches en anorthose.

b) *Microgranulites.*

**Ardennes.** — Les gros cristaux rosés qui accompagnent l'albite dans le porphyroïde de Mairus sont constitués par du microcline et plus rarement par de l'anorthose. Dans  $p$  (001) de ce dernier feldspath, les lames hémitropes suivant la loi de l'albite sont souvent difficiles à voir, à cause de leur finesse et de leur angle d'extinction qui ne dépasse pas 1°.

2° *Dans les syénites néphéliniques.*

**Pyénées.** — *Hautes-Pyrénées.* L'anorthose est l'un des feldspaths de la syénite néphélinique de Pouzac, où elle forme des cristaux aplatis parallèlement à  $g^1$  (010), maclés suivant la loi de l'albite et intimement associés en microperthite avec de l'orthose. Des lames homogènes d'anorthose se rencontrent aussi dans ce gisement. Ces feldspaths sont blancs ou rosés et souvent imprégnés de zéolites; leurs lames de clivages atteignent 1<sup>cm</sup> de plus grande dimension.

3° *Dans les roches microlitiques.*

**Plateau Central.** — L'anorthose accompagne l'orthose dans les phonolites, les trachytes et leurs enclaves homœogènes.

a) *Phonolites.* Dans les phonolites feldspathiques ou néphéliniques, l'anorthose se présente soit en phénocristaux de quelques millimètres, soit en microlites. L'anorthose de Liberté (*Haute-Loire*), dont les propriétés optiques ont été données plus haut, a été extraite d'une phonolite ægyrinique. Les cristaux d'anorthose présentent les mêmes

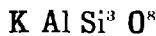
formes extérieures que ceux de sanidine; ils sont souvent constitués par des groupements micropertitiques des deux minéraux.

L'anorthose forme aussi partie intégrante et essentielle des sanidinites néphéliniques ou sodalitiques constituant les enclaves homogènes des phonolites de Brocq-en-Menet (*Cantal*) et du Pertuis (*Haute-Loire*). Ces roches ont la même structure que la syénite néphélinique de Pouzac.

b) *Trachytes et andésites*. Dans les trachytes et les andésites, l'anorthose accompagne souvent la sanidine, avec laquelle elle est très fréquemment associée en micropertithe; c'est ce qui a lieu notamment dans les trachytes acides (*dômîtes*) du Puy-de-Dôme et dans la plupart des trachytes et trachyandésites à sanidine du Mont-Dore (Michel-Lévy : *B. S. G.* XVIII. 1890; Fouqué, *op. cit.*) cités page 100. M. Fouqué a notamment extrait de petits cristaux d'anorthose, du magma scoriacé friable et gris clair qui s'observe sur la route de Latour à environ 3 kilomètres du mont Dore près du pont jeté sur le ruisseau de Vidalenc. Ces cristaux, fendillés, aplatis suivant  $g^1$  (010) et maclés suivant la loi de Carlsbad, sont associés à des cristaux plus petits d'andésine-oligoclase; il en est de même pour ceux des cendres des trachyandésites à olivine de Clergue.

Les enclaves homogènes (*sanidinites*) des trachytes du *Cantal* (Menet), de la *Haute-Loire* (Monac), du Mont-Dore (roc de Cuzeau), dont il a été question au sujet de la sanidine, sont fréquemment très riches en anorthose.

### MICROCLINE



Triclinique, mais géométriquement très voisin de l'orthose.

*Formes observées* :  $p$  (001),  $m$  ( $1\bar{1}0$ ),  $t$  (110),  $h^1$  (100),  $g^1$  (010),  $g^2$  ( $130$ ),  ${}^2g$  ( $1\bar{3}0$ );  $a^1$  ( $101$ ),  $a^{1/2}$  ( $201$ );  $e^{1/2}$  ( $0\bar{2}1$ ),  $i^{1/2}$  (021);  $b^{1/2}$  ( $1\bar{1}1$ ),  $c^{1/2}$  ( $1\bar{1}1$ ).

$$p g^1 = 90^\circ 16' (\text{Dx}). \quad mt = 118^\circ 31' (\text{Dx}).$$

*Macles*. Macles macroscopiques suivant les lois de Carlsbad, de

*Manebach* et de *Baveno*. Macles *microscopiques* et *polysynthétiques* constantes suivant la loi de l'*albite* et du *microcline*.

*Facès des cristaux*. Les cristaux du microcline se présentent avec les mêmes particularités que ceux d'*orthose*; leurs faces étant généralement peu réfléchissantes, au moins dans les gisements français, et par suite les mesures goniométriques ne s'effectuant pas avec une grande précision, il faut avoir recours à l'étude optique pour distinguer le microcline de l'*orthose* [face  $p$  (001)].

*Clivages*. Clivages  $p$  (001) parfait,  $g^1$  (010) parfois facile; suivant  $m$  ( $\bar{1}\bar{1}0$ ) parfois net et plus facile que le clivage  $t$  (110), qui n'existe pas toujours.

*Dureté*. 6 à 6,5.

*Densité*. 2,54 à 2,57; 2,571 m. d'Algajola, 2,572 m. d'Itsatsou.

*Coloration et éclat*. Blanc de lait, gris bleuâtre (*Pyénées*), jaune clair, rouge, vert (*amazonite*). Éclat vitreux, un peu nacré sur le clivage  $p$  (001). Translucide, transparent en esquilles minces.

*Propriétés optiques*. Les propriétés optiques du microcline ont été déterminées par M. des Cloizeaux (*A. P. C. V.* 433. 1876), qui, grâce à elles, a établi l'existence de ce type feldspathique.

Le plan des axes optiques est presque perpendiculaire à  $g^1$  (010). La bissectrice aiguë est *négative* ( $n_p$ ) et fait dans  $g^1$  (010) un angle de  $+5^\circ$  avec la trace de  $p$  (001).

L'angle d'extinction dans  $p$  (001) est d'environ  $15^\circ$ . L'angle d'extinction de  $S n_p$  est  $88^\circ$  (Fouqué), celui de  $T n_g$  de  $10^\circ$

$$2 V = 83^\circ \text{ environ (Dx).}$$

Dispersion horizontale notable avec  $\rho$   $\nu$ .

Nous avons mesuré, M. Michel-Lévy et moi, les indices suivants, sur le microcline de Narestö (Norvège) (Na):

$$\begin{aligned} n_g &= 1,529; \\ n_m &= 1,526; \\ n_p &= 1,523; \\ n_g - n_p &= 0,007 \text{ (ML.)} \end{aligned}$$

On a vu page 29 que la macle du microcline diffère de celle de la péricline en ce que son plan de composition, au lieu d'être voisin de

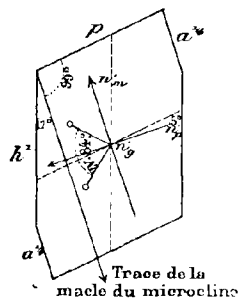


Fig. 1.  
Épure de la face  $g^1$  (010).

$p$  (001), fait avec cette face un angle d'environ  $+ 99^\circ$ . Il en résulte que, tandis que, dans les plagioclases maclés suivant la loi de la péricline, les lames  $p$  (001) ne montrent, en lumière polarisée parallèle, que les bandelettes de la macle de l'albite, celles de microcline font voir, au contraire, ces bandelettes croisées à angle droit avec celles de la loi du microcline. Le quadrillage qui en résulte (fig. 2) est caractéristique de ce dernier feldspath. Suivant les gisements, il est net, ou bien encore les bandelettes qui le constituent sont plus ou moins fondues.

Sous le nom de « microcline-anorthose », M. Fouqué a décrit (*B.S.M.* XVII. 420. 1834) un feldspath de Molompize (*Cantal*) différant du microcline normal par l'écartement des axes optiques, qui se rapproche de celui de l'anorthose. Le plan de la macle du microcline fait avec  $p$  (001) un angle de  $+ 107^\circ$

	$Tn_E$	$Snp$	
Molompize	5 à 8°	88°30'	2 $\nabla$ — 56°8'

M. Michel-Lévy a montré (*B. S. M.* II. 135. 1879) que les propriétés optiques de l'orthose pouvaient se déduire de celles du microcline, en supposant le premier de ces feldspaths composé d'associations sub-microscopiques de lamelles de microcline, hémotropes suivant les lois de l'albite et de la péricline.

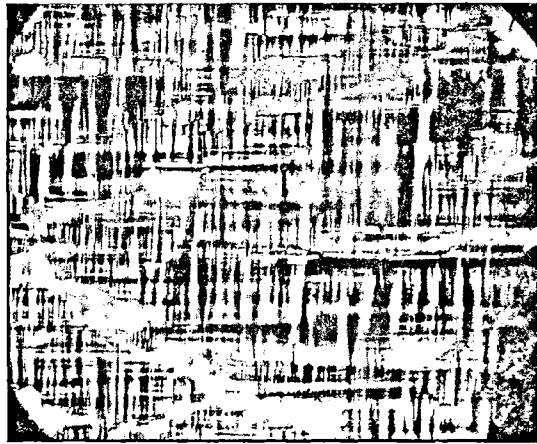


Fig. 2.

Photographie d'une lame mince  $p$  (001) du microcline d'Ax (*Ariège*), montrant le quadrillage des macles suivant les lois de l'albite et du microcline. (Lumière polarisée.)

*Groupements réguliers de microcline et d'autres feldspaths.* Le microcline présente des groupements réguliers presque constants avec l'al-

bite et parfois l'orthose et l'anorthose. Ce sont des groupements par périmorphose (certains groupements avec l'albite) ou de véritables associations microperthitiques (*Mikroklīnmikroperthit* de Brögger).

La fig. 2 représente une lame mince de microcline parallèle à  $p$  (001) faisant voir la *structure quadrillée* de ce minéral et les bandelettes d'albite qui offrent la même orientation géométrique que lui. Ces inclusions d'albite paraissent être l'origine du sodium décelé par la plupart des analyses de microcline : elles manquent rarement.

Beaucoup de microclines renferment des veinules de quartz présentant les mêmes dispositions que celles d'albite.

*Composition chimique.* La composition du microcline est la même que celle de l'orthose. Analyse du microcline de Broye (avec filonnets d'albite), par M. Damour (*in Dx. op cit.*, 462) : densité, 2,548.

Si O <sup>2</sup> .....	64,80
Al <sup>2</sup> O <sup>3</sup> .....	19,90
K <sup>2</sup> O.....	12,11
Na <sup>2</sup> O.....	2,10
Perte	0,30
	<hr/>
	99,21

Le microcline pur paraît plus pauvre en sodium que la plupart des orthoses : toutefois, dans les syénites néphéliniques, il existe un microcline sodique qui est au microcline normal ce que l'orthose sodique est à l'orthose normal.

*Essais pyrognostiques.* Comme pour l'orthose.

*Altérations.* Les altérations ne diffèrent pas de celles de l'orthose des roches anciennes. Il y a lieu de faire remarquer la fréquence des périmorphoses de microcline en albite dont il a été question plus haut. Les cristaux de microcline faisant saillie dans une cavité sont peu à peu épigénisés en albite qui s'oriente sur eux et se termine dans la cavité par un cristal à formes nettes, et dans le microcline par des ramifications en rapport avec les bandelettes habituelles. J'ai décrit des exemples remarquables de ces transformations dans les pegmatites d'Arendal (*B. S. M.* IX. 131. 1886). Elles ne sont pas rares dans les gisements français, et sont généralement accompagnées de production de quartz et de muscovite cristallisés.

*Diagnostic.* Le meilleur procédé de diagnostic du microcline consiste dans l'examen, en lumière polarisée parallèle, des lames  $p$  (001)

qui montrent le quadrillage caractéristique des macles suivant les lois de l'albite et du microcline et l'extinction de  $+ 15^\circ$  par rapport à la trace du clivage  $g^t$  (010). Cet angle est distinctif de l'anorthose dont les macles très fines s'éteignent dans  $p$  (001) sous des angles très voisins de  $1^\circ$ .

### GISEMENTS ET ASSOCIATIONS

Le gisement principal du microcline est la granulite, la pegmatite et les roches métamorphisées par elles. On le rencontre toutefois en France dans d'autres gisements :

- 1° Dans les granulites, les pegmatites, et dans les roches modifiées par elles (schistes cristallins ou paléozoïques);
- 2° Dans les granites;
- 3° Dans les microgranulites;
- 4° Dans les calcaires métamorphisés par la lherzolite.

1° *Dans les granulites, les pegmatites, les roches modifiées par elles, et dans les schistes cristallins, etc.*

Les pegmatites et particulièrement les pegmatites graphiques renferment le microcline, plus fréquemment peut-être que l'orthose. Il s'y présente en grandes masses clivables, rarement en cristaux distincts.

Le même minéral constitue, dans les granulites, l'un des éléments grenus, le plus souvent postérieur aux autres feldspaths. Il n'est pas rare dans les gneiss et particulièrement dans les gneiss granulitiques et, d'une façon générale, dans les roches granulitisées, où il accompagne l'orthose.

Pas plus que pour ce dernier minéral, il ne saurait être question de donner une liste de tous les gisements français de microcline; je n'en citerai que quelques-uns pour exemples: à peu près tous les gisements de pegmatite cités aux articles *tourmaline*, *muscovite*, *almandin*, pourraient être répétés ici.

**Bretagne.** — *Côtes-du-Nord.* Les pegmatites de Dinard près Saint-Malo sont riches en grandes masses blanches de microcline.

*Finistère.* Le microcline abonde dans les pegmatites graphiques de Pen-an-Veur en Loctudy, de Kerien-Allan en Combrit, etc.

*Loire-Inférieure.* Il est de même très abondant dans les pegmatites de la Loire-Inférieure: Couëron, environs de Nantes, de Saint-Nazaire, etc

**Pyrénées.** — J'ai trouvé dans les Pyrénées beaucoup de gisements de microcline; les suivants se recommandent par quelque particularité.

*Basses-Pyrénées.* Dans le massif du Labourd, il y a abondance de pegmatites à microcline; on peut citer les filons de la carrière de cipolins d'Itsatsou; j'y ai recueilli de superbes masses d'un beau blanc nacré un peu bleuâtre, dépassant souvent un décimètre de plus grande dimension. Le même minéral fournit de petits cristaux globuleux:  $p$  (001),  $m$  ( $\bar{1}\bar{1}0$ ),  $t$  (110),  $g^1$  (010),  $a^1$  ( $\bar{1}01$ ),  $a^{1/2}$  ( $\bar{2}01$ ) au contact de la pegmatite et du calcaire. Ils ont une extrémité libre engagée dans celui-ci.

*Hautes-Pyrénées.* Le microcline se rencontre dans les pegmatites de Loucrup et d'Ordizan, près Bagnères-de-Bigorre. On le trouve en grande abondance dans les granulites du massif du pic du Midi et en particulier à la montée du lac Bleu, entre Chiroulet et le lac et aux alentours de celui-ci jusqu'au pic. Il se présente souvent dans la roche à fond blanc en grandes masses ou en cristaux d'un gris bleuâtre, maclés suivant la loi de Carlsbad. Parfois ces cristaux sont constitués par des associations micropertitiques de microcline et d'anorthose, accompagnées de veinules de quartz et d'albite. Souvent aussi ils sont très homogènes et présentent d'assez larges plages dans lesquelles on ne distingue plus de macles microscopiques.

*Ariège.* Le microcline existe dans toutes les pegmatites de l'Ariège, mais il est surtout abondant aux environs et au sud d'Ax (fig. 2). Il se trouve aussi dans les schistes cristallins et dans les schistes paléozoïques granitisés et granulitisés de la même région.

A la montée du fort au-dessus d'Ax (rive gauche de l'Ariège), aux Bazerques et sur la route d'Orlu, se trouve une pegmatite porphyroïde, rappelant celle du lac Bleu, mais possédant de plus grands éléments. Dans une masse grenue d'orthose, de quartz, de muscovite, se détachent d'énormes cristaux de microcline aplatis suivant  $g^1$  (010), presque toujours maclés suivant la loi de Carlsbad et présentant souvent plusieurs décimètres de longueur. Par leur couleur d'un gris bleu, ils tranchent sur le fond blanc de la roche. Les tranchées de la route du fort d'Ax montrent bien la structure de cette roche, qui offre à ce point de vue l'aspect d'une figure énormément grossie d'une lame mince de microgranulite. Ce microcline permet facilement l'étude en lames minces des propriétés de la macle de Carlsbad.

**Plateau Central.** — Le microcline n'est pas moins commun dans

les granulites et les pegmatites du Plateau Central que dans celles des Pyrénées. En voici quelques gisements intéressants :

*Haute-Loire.* Le microcline constitue le feldspath de beaucoup de pegmatites de la Haute-Loire et en particulier de celle de Fix.

*Cantal.* M. Fouqué a décrit sous le nom de *microcline-anorthose* un feldspath blanc laiteux dont les propriétés ont été données plus haut. Il se trouve, avec oligoclase, albite, quartz, biotite, dans les filons de pegmatite traversant les gneiss amphiboliques de Molompize.

*Haute-Vienne.* Le microcline accompagne l'orthose dans les pegmatites des environs de Saint-Yrieix, de Marcognac et de Chanteloube ; il s'y trouve en très grandes masses, ainsi que dans les leptynites du Limousin (Tielle, Limoges, etc.).

*Puy-de-Dôme.* La plupart des pegmatites à tourmaline citées tome I renferment des masses laminaires de microcline ; il faut y ajouter celles de Biauchaud près Saint-Pierre-la-Bourlhogne, dans lesquelles MM. Gonnard et Adelphe ont trouvé récemment du béryl et du mica palmé (*B. S. M.* XVII, 614, 1894), celle de Berzet (pegmatite graphique).

*Loire.* M. Gonnard a trouvé, sur les bords du Vizézy (*C. R.* LCIX, 711, 1884) à 10 kilomètres de Montbrison sur la route de Saint-Bonnet-le-Courreau, des pegmatites à microcline renfermant des géodes tapissées de ce minéral. Ces cristaux présentent la forme rare  $h^4$  (100) ; ils sont associés à des pseudomorphoses de cordiérite en gigantolite.

*Rhône.* Le microcline abonde dans les pegmatites du Lyonnais.

**Morvan.** — Le même minéral est abondant en masses laminaires dans les pegmatites de l'Autunois et en particulier dans celles de la vallée du Mesvrin (Broye, Marmagne), à l'Étang (masses rouge chair), Montjeu près Autun (gros cristaux maclés suivant la loi de Baveno), etc.

**Vosges.** — Dans les pegmatites vosgiennes, le microcline est souvent associé à l'orthose (voir *orthose*).

**Alpes.** — *Massif du mont Blanc. Haute-Savoie.* Des granulites et des pegmatites à microcline se rencontrent dans le massif protoginique du mont Blanc.

**Algérie.** — *Alger.* Le feldspath laminaire de la pegmatite à tourmaline du boulevard Bon-Accueil à Mustapha (Alger, porte de l'Agha) est constitué par du microcline riche en filonnets d'albite (Delage, *Le Sahel d'Alger*, 1888, 144).



**Madagascar.** — Le microcline est très abondant dans les granulites, les pegmatites et les gneiss de toute la partie orientale de l'île, constituée en grande partie par des schistes cristallins.

Les pegmatites du sud du lac Itasy renferment du microcline d'un beau vert (*amazonite*), dont les fragments de clivage atteignent parfois un décimètre de plus grande dimension.

**Guyane française.** — Les granulites, pegmatites et gneiss granulitiques de la Guyane française sont riches en microcline, souvent d'un beau blanc laiteux.

### 2° Dans le granite et les syénites.

Le microcline est beaucoup plus répandu dans les granites qu'on ne le croit généralement. Il se rencontre dans les granites normaux, sous la même forme que l'orthose [Vernadet (*Puy-de-Dôme*), la Ségalassière, Saint-Marc (*Cantal*), Tregastel et Creach-Saint-André près Saint-Pol (*Finistère*), etc.]; mais on le trouve surtout dans les granites porphyroïdes, dont il constitue les grands cristaux, qui atteignent souvent plusieurs centimètres de longueur. Ils ne se distinguent de l'orthose que par leurs propriétés optiques; ils présentent les deux formes caractéristiques de ce minéral signalées pages 25 et 27.

1° Cristaux sans macles macroscopiques  $p$  (001),  $g^1$  (010),  $a^1$  (101), avec les faces  $m$  ( $1\bar{1}0$ ),  $t$  (110) (fig. 2, page 25), et parfois  $g^2$  (130),  $^2g$  ( $1\bar{3}0$ ); ils sont allongés suivant  $pg^1$  (001) (010);

2° Cristaux aplatis suivant  $g^1$  (010), maclés suivant la loi de Carlsbad et allongés suivant l'axe vertical (fig. 10, page 26).

De même que les cristaux d'orthose des gisements analogues, ils sont le plus généralement rugueux et peuvent se recueillir en abondance dans les arènes granitiques. Ils renferment, à l'état d'inclusions souvent distribuées par zones concentriques, la biotite, le feldspath triclinique, etc., qui les accompagnent dans la roche.

Les gisements suivants sont ceux que j'ai visités ou dont j'ai eu entre les mains des échantillons qui m'ont permis d'établir la nature de ces cristaux porphyroïdes de microcline. Ils pourraient être certainement beaucoup multipliés. Il serait intéressant de rechercher si, dans un massif de granite porphyroïde, tous les cristaux porphyroïdes appartiennent exclusivement à l'orthose ou au microcline ou si, au contraire, ces feldspaths se mélangent. Dans les localités de l'Ariège et des Hautes-Pyrénées, citées plus loin, j'ai examiné à ce point de vue un assez grand nombre de cristaux qui tous étaient formés par du microcline.

**Bretagne.** — *Côtes-du-Nord.* Le granite de Rostrenen renferme d'énormes cristaux de microcline.

*Finistère.* Il en est de même du granite porphyroïde du moulin d'Esclopas près Saint-Jacut (gros cristaux aplatis suivant  $g^4$  (010), maclés suivant la loi de Carlsbad et très allongés suivant l'axe vertical).

**Pyrénées.** — *Hautes-Pyrénées.* Les grands cristaux du granite porphyroïde du flanc nord du pic du Midi (ravins de Binaros, d'Ardalos) sont constitués par du microcline. Cette roche se trouve en blocs roulés dans les vallées de Lesponne et de l'Adour.

*Ariège, Aude et Pyrénées-Orientales.* Le massif granitique de Quérigut présente comme accident un granite à grands cristaux porphyroïdes de microcline, que l'on peut observer dans les ravins descendant du pic de Ginevra vers Mijanès, à la sortie de Quérigut sur la route du col d'Iharre conduisant à Puyvalador, aux bains de Carcanières, etc.

**Plateau Central.** — *Cantal.* Le microcline se trouve en grands cristaux dans le granite porphyroïde des environs de La Roquebrou, de La Capelle Viescamp, etc.

*Corrèze.* Il en est de même dans un grand nombre de gisements de la Corrèze et en particulier dans celui de Mazières.

*Saône-et-Loire.* M. de Fréminville m'a communiqué de grands cristaux de microcline provenant du granite porphyroïde de Saint-Micaud près le mont Saint-Vincent.

**Alpes.** — *Massif du mont Blanc, Savoie.* Le granite (protogine) du massif du mont Blanc est par places porphyroïde (N.-E. du massif du Trient). Les grands cristaux rosés appartiennent au microcline.

*Isère.* La syénite micacée ou le granite amphibolique peu quartzeux du lac Lauvitel dont il est question à l'article *Sphène* est riche en microcline.

**Corse.** — C'est au microcline qu'il faut rapporter les cristaux d'un rose violacé du granite porphyroïde d'Algajola, riche en cristaux bruns de sphène, ainsi que ceux de la plupart des granites porphyroïdes corses.

### 3° Dans les microgranulites.

**Ardennes.** — Le microcline paraît être une grande rareté dans les microgranulites. Les gros cristaux de la microgranulite (porphyroïde) de Mairus près Deville sont en partie formés par ce feldspath.

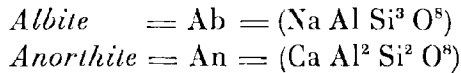
4° *Dans les calcaires secondaires modifiés par la lherzolite.*

**Pyénées.** — *Arège.* Les calcaires et marnes calcaires des environs de Prades sont profondément métamorphisés au contact de la lherzolite. J'ai montré (*B. C. F.* n° 42. 1895) qu'ils se chargent souvent de microcline. Au contact d'une petite bosse intrusive de lherzolite ayant pénétré les calcaires noirs, ils se transforment, sur quelques mètres, en un calcaire blanc à grandes lames renfermant des cristaux de biotite, de hornblende et de microcline qui atteignent plusieurs centimètres de longueur. J'ai isolé quelques cristaux de microcline blanc imprégnés de dipyre. Ils présentent les formes  $p$  (001),  $m$  ( $\bar{1}10$ ),  $t$  (110),  $a^{1/2}$  ( $\bar{2}01$ ) à peu près également développées. Ils sont creusés de cavités comme la plupart des cristaux isolés d'un calcaire par les acides.

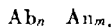
---

## PLAGIOCLASES

La composition chimique et les propriétés physiques des plagioclases, de l'albite à l'anorthite, sont remarquablement continues. Aussi, M. Tschermak a-t-il proposé de considérer ces minéraux, non comme des espèces distinctes, mais comme des mélanges isomorphes en toute proportion des deux termes extrêmes :



de telle sorte que leur composition peut être représentée par la formule générale



Les propriétés optiques des deux termes extrêmes étant connues, on peut en déduire les propriétés afférentes à chaque valeur particulière de la formule précédente. La densité et les propriétés cristallographiques présentent de même d'étroites relations avec celles des deux types extrêmes.

Cette théorie a déterminé parmi les minéralogistes des discussions passionnées et provoqué de remarquables travaux de MM. des Cloizeaux, Max Schuster, Fouqué, Michel-Lévy, Wallerant, et d'autres encore.

M. Fouqué, à la suite d'observations nombreuses sur les plagioclases

des roches volcaniques d'Auvergne, a proposé d'interpréter les faits d'une façon différente (*B. S. M.* XVIII. 607. 1894), d'admettre qu'entre l'albite et l'anorthite il existe un certain nombre d'espèces intermédiaires à composition déterminée. Ce seraient ces types définis qui, en se mélangeant, donneraient naissance à des composés intermédiaires entre eux. Cette théorie conduit aux mêmes résultats pratiques que celle de Tschermak ; elle se base sur la fréquence, dans les feldspaths étudiés par M. Fouqué, de types bien définis présentant entre eux les associations physiques des *feldspaths zonés*.

Ce n'est pas ici le lieu de discuter cette loi au point de vue théorique<sup>1</sup>. Je renvoie, pour ce sujet, aux récents mémoires de M. Michel-Lévy (*Étude sur la détermination des feldspaths*, Paris, 1894 et 1896), qui conduisent à cette conclusion que, pratiquement, les résultats obtenus présentent, avec le calcul, un accord satisfaisant, bien que certains faits<sup>2</sup> prouvent que, comme la plupart des lois physiques, la loi de Tschermak n'a pas une rigueur mathématique.

Quel que soit du reste le point de vue auquel on se place, que l'on admette la continuité absolue dans la série des plagioclases, ou qu'au contraire on accepte l'existence de types définis, intermédiaires entre l'albite et l'anorthite, il est nécessaire, pour la facilité des descriptions, d'établir parmi les plagioclases un certain nombre de coupures, qui dans la première hypothèse représentent des divisions arbitraires

1. Il y a lieu de faire remarquer que la présence de la potasse, signalée dans un très grand nombre d'analyses et parfois en proportion notable, rend nécessaire l'introduction, dans ces feldspaths, d'un élément potassique (série anorthose-microcline), dont il y aurait lieu de tenir compte dans la discussion de la théorie de Tschermak, ce qui complique encore la question.

2. Parmi ceux-ci, il faut citer les résultats fournis par la méthode d'éclairement commun. M. Michel-Lévy a montré que, si la loi de Tschermak était rigoureuse, il existerait, pour chaque section d'orientation déterminée des plagioclases zonés, un angle caractéristique d'éclairement commun correspondant à la disparition simultanée des zones d'accroissement du cristal : dans cette position, ce dernier devrait paraître homogène. Le cas particulier le plus sensible de cette propriété est celui dans lequel l'éclairement commun coïncide avec les directions d'extinction simultanée (sections perpendiculaires à un axe optique de l'une des zones) : or, dans les divers cas, M. Michel-Lévy a constaté que l'éclairement commun présentait des différences de 3° à 4° entre les plagioclases basiques et les plagioclases acides (feldspaths de la Galite, côte d'Algérie), ce qui montre que la loi n'est qu'approchée (*B. S. M.* XVIII. 79. 1895) [Voir aussi la note de la page 134 au sujet du signe des bissectrices].

et dans la seconde tiennent compte des types définis observés jusqu'à présent<sup>1</sup>. Le tableau suivant donne les grandes divisions que j'ai adoptées ; dans chacune d'entre elles, j'ai introduit, *comme noms de variétés*, les désignations attribuées par M. Fouqué aux types particuliers dont il a déterminé les propriétés optiques. Chaque ligne renferme en outre la composition centésimale et la densité calculées pour quelques combinaisons prévues par la loi de Tschermak. J'y ai joint les désignations employées par MM. des Cloizeaux et Tschermak et les notations de ces minéralogistes : soit en indiquant les rapports d'oxygène  $R O : Al^2 O^3 : Si O^2$  sous la forme  $1 : 3 : x$ , soit en tenant compte des rapports d'albite et d'anorthite (Tschermak ( $Ab_n An_m$ )) ou du tant % d'anorthite : les récents diagrammes de M. Michel-Lévy (*op. cit.*, 1896) permettent de repérer les propriétés des plagioclases d'après ce dernier mode de notation.

Cette question de nomenclature n'a qu'une importance restreinte et ne mérite d'intérêt qu'en raison du rôle joué dans les roches par les feldspaths : il est commode, en effet, de pouvoir, sans longues périphrases, exprimer les propriétés optiques d'un plagioclase. Il serait facile, mais oiseux, dans toute autre famille minérale, d'établir des différences spécifiques sur des caractères chimiques aussi peu importants

1. Le travail de M. Fouqué a mis en évidence l'extrême difficulté que l'on éprouve à se procurer des feldspaths suffisamment purs et homogènes pour permettre de déterminer *sur le même échantillon* la composition chimique et les propriétés optiques, ce qui paraît indispensable, si l'on veut se servir, en toute sécurité, de l'une de ces données pour la discussion de la loi de Tschermak. Non seulement, en effet, la même roche peut renfermer plusieurs feldspaths différents, mais encore chaque cristal, considéré individuellement, est fréquemment lui-même constitué par des zones de propriétés différentes et souvent fort éloignées. L'abondance des produits secondaires dans les feldspaths des roches anciennes montre en outre que la plupart des analyses publiées autrefois ne peuvent être d'une grande utilité pour l'éclaircissement de cette question.

Aussi a-t-on le droit d'être quelque peu sceptique sur la possibilité de démontrer d'une façon rigoureuse l'existence ou la non-existence de tous les passages prévus par la loi de Tschermak, la vérification chimique devant, la plupart du temps, manquer aux documents apportés par l'examen optique.

De même, à l'opinion formulée par M. Fouqué sur l'existence de types fixes, on peut opposer le nombre relativement faible des échantillons étudiés complètement jusqu'à présent et le nombre relativement grand des types constatés, faits qui *pratiquement* conduisent au même résultat que la théorie de la continuité, celle-ci dès lors peut être considérée comme exacte avec une approximation suffisante.



que ceux qui distinguent, par exemple, les andésines du labrador.

*Propriétés cristallographiques.* Les formes présentées par les plagioclases sont très analogues les unes avec les autres, ainsi qu'avec celles de l'orthose; leurs différences individuelles seront passées en revue dans les paragraphes spéciaux à chacun d'eux. Peu de ces feldspaths ont pu être mesurés. Le tableau suivant montre l'analogie de leurs paramètres et permet de les comparer à ceux de l'orthose : ces nombres n'ont pas à beaucoup près la précision de ceux que peuvent fournir les mesures optiques; ils n'indiquent que le sens probable des variations.

	<i>a</i> : <i>b</i> : <i>c</i>	<i>yz</i>	<i>zx</i>	<i>xy</i>	<i>pg<sup>4</sup></i>
Orthose	0,6586 : 1 : 0,5559	90°	116° 7'	90°	90°
Albite	0,6331 : 1 : 0,5572	94° 3'	116°27'	88° 9'	93°35'
Oligoclase	0,6321 : 1 : 0,5524	93° 4'	116°22'	90° 4'	93°28'
Andésine	0,6356 : 1 : 0,5521	93°23'	116°29'	89°59'	93°46'
Labrador <sup>1</sup>	0,6377 : 1 : 0,5547	93°21'	116° 3'	89°54½'	93°56'
Anorthite	0,6342 : 1 : 0,5501	93°13'	115°57'	91°13'	94°10'

*Clivages.* En outre des clivages *p* (001) et *g<sup>4</sup>* (010), quelques plagioclases possèdent des plans de séparation suivant *b<sup>1/2</sup>* ( $\bar{1}\bar{1}1$ ) (albite) ou suivant *x* = (*b<sup>1</sup> d<sup>1/3</sup> g<sup>4</sup>*) ( $\bar{1}\bar{2}1$ ) (oligoclase). M. Penfield, qui a signalé ce dernier, pense que le clivage *g<sup>4</sup>* (010) n'est qu'un plan de glissement en rapport avec la macle de l'albite (Z. K. XXIII. 262. 1894). La collection du Muséum possède un bel échantillon d'oligoclase dépourvu de macles et présentant au contraire un clivage *g<sup>4</sup>* très facile; il en est de même pour l'albite de Groix.

*Macles.* Les plagioclases présentent d'une façon presque constante la macle de l'albite, dont les bandes répétées déterminent, sur le clivage *p* (001), des cannelures parallèles à l'arête *p g<sup>4</sup>* (001) (010), généralement visibles à l'œil nu et très caractéristiques de ces feldspaths. Cette macle est fréquemment associée à la macle de Carlsbad, plus rarement à celles de Baveno, de Four-la-Brouque, de l'Esterel, du Roc Tourné, qui sont des macles simples.

Les plagioclases présentent souvent aussi la macle de la péricline, qui, sauf dans la péricline, est toujours polysynthétique et microscopique. Elle produit, sur les lames de clivage *g<sup>4</sup>*, des stries comparables à celles de la macle de l'albite. Elle peut être surtout

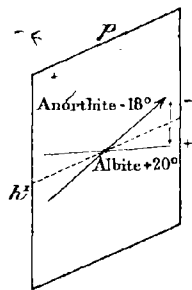


Fig. 1.  
Position de la face d'association de la péricline dans les plagioclases.

1. Voir la note de la page 184.

observée à l'aide des propriétés optiques en lumière polarisée parallèle.

Les travaux de vom Rath et de Viik ont montré que le plan de composition de cette macle n'est pas le même pour les divers plagioclases, bien que ne s'éloignant jamais plus de  $22^\circ$  de  $p$ ; elle est constituée par un plan (*section rhombique*) dont l'intersection avec  $m$  ( $1\bar{1}0$ ),  $t$  ( $110$ ) et  $g^4$  ( $010$ ) forme des angles plans égaux (fig. 2 et 3, d'après vom Rath). Le tableau suivant donne, d'après ce savant, l'angle que ce plan fait dans  $g^4$  avec la trace de  $p$ . Les signes sont comptés dans le même sens que les extinctions (voir page 134).

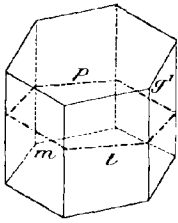


Fig. 2.  
Position de la section  
rhombique dans l'al-  
bite.

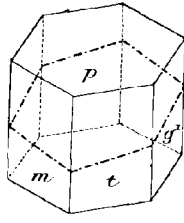


Fig. 3.  
Position de la section  
rhombique dans l'anor-  
thite.

<i>Albite</i> <sup>1</sup> .....	+ 20° à 22°
<i>Oligoclases</i> .. {	<i>Oligoclase-albite</i> ..... + 20° à + 10°
	<i>Oligoclase</i> ..... + 9° à 3°30'
	<i>Oligoclase-andésine</i> .....
<i>Andésines</i> .....	+ 1° à — 1°, avec 0° pour $Ab_4 An_3$
<i>Labradors</i> } <i>Bytownites</i> }	— 9° à — 10°
<i>Anorthite</i> .....	— 15° à — 18°

*Coloration et éclat.* A l'état frais, les plagioclases sont incolores, transparents; de même que les feldspaths passés en revue plus haut, ils prennent souvent, et particulièrement dans les roches anciennes, des colorations variées dues à la formation de produits secondaires.

Le nom de *microtine* a été proposé par M. Tschermak pour désigner le faciès des plagioclases des roches volcaniques possédant l'éclat de la variété d'orthose, la *sanidine*.

1. La figure 16 de la page 28 représente cette macle d'après M. Schrauf. La trace de la macle sur  $g^4$  ( $010$ ) y est inexactement dessinée : elle doit faire, en effet, avec la trace de  $p$  un angle de  $22^\circ$  d'avant en arrière au lieu de lui être parallèle.



*Propriétés optiques.* L'indice  $n_g$  est plus ou moins voisin de la normale à  $g^A$  (010); sa position varie dans les divers plagioclases :

Angle de  $n_g$  avec la normale à  $g^A$  (Dx).

Albite	15°
Oligoclase	1°
Olig.-andésine	6°
Andésine	17° (calculé M. L.)
Labrador	27°
Lab.-bytownite	37°
Anorthite	50° (Fq.)

Aussi, en lumière convergente, voit-on, dans les lames de clivage

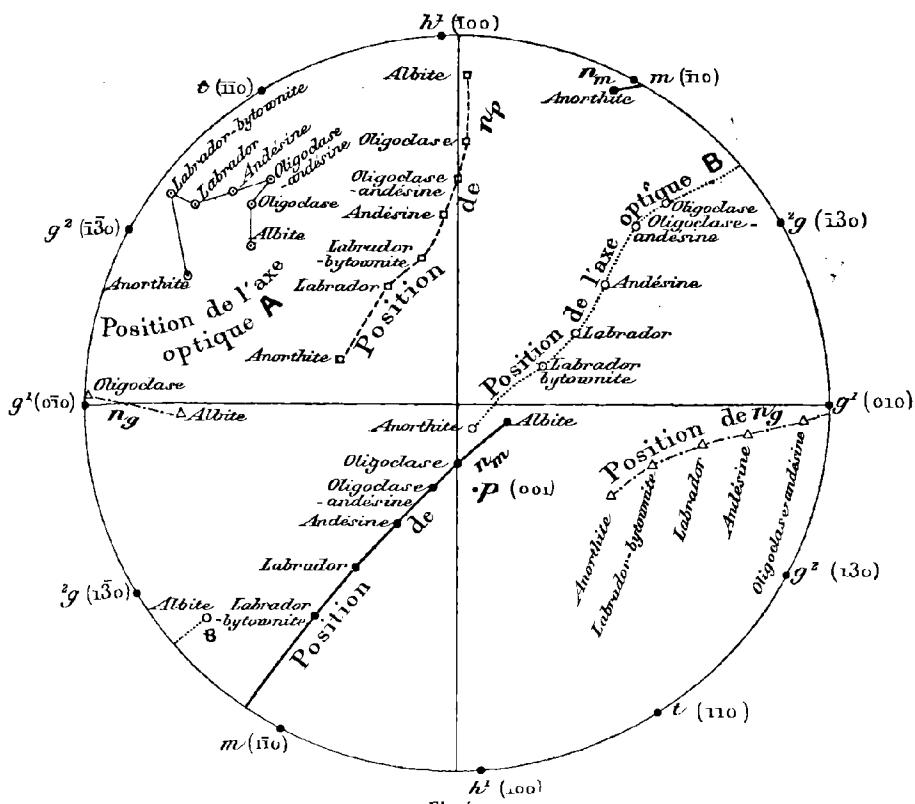


Fig. 4.

Projection stéréographique des indices  $n_g$ ,  $n_m$  et  $n_p$  et des axes optiques A et B des divers plagioclases. Le plan de projection est perpendiculaire à l'axe vertical c.

$g^A$  (010), des images d'autant moins centrées que le feldspath est plus

basique : à partir du labrador, une seule des deux hyperboles est visible dans le champ du microscope.

L'indice  $n_p$  est plus ou moins rapproché de l'arête  $pg^1$ .

La figure 4, due à M. Michel-Lévy, résume les travaux de MM. des Cloizeaux, Fouqué et de Fedoroff sur la position des indices principaux des plagioclases.

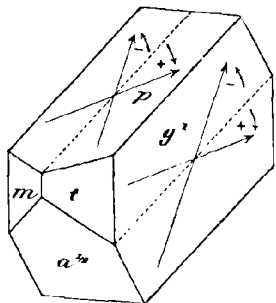


Fig. 5.

Schema montrant le signe des extinctions dans les faces  $p(001)$  et  $g^1(010)$ . L'angle obtus  $pg^1$  est placé à droite.

Parmi les données caractéristiques des feldspaths, il y a lieu de citer d'abord les angles d'extinction sur les faces  $p$  et  $g^1$ , particulièrement étudiées par MM. des Cloizeaux et Max Schuster. Les signes  $\pm$  indiqués dans le tableau donné plus loin vis-à-vis de ces angles correspondent à la figure 5; les extinctions (direction du plus petit indice de la section considérée) sont rapportées à l'arête  $pg^1$ , le signe  $+$  étant compté dans le sens du mouvement des aiguilles d'une montre et le signe  $-$  en sens inverse.

L'angle  $2V$  et le signe de la bissectrice aiguë varient dans le sens suivant<sup>1</sup> :

Bissectrice aiguë positive :	<i>albite</i>	<i>labrador</i>
$2V = 90^\circ$	:	<i>oligoclase andésine-oligoclase bytownite</i>
Bissectrice aiguë négative :	<i>oligoclase-andésine</i>	<i>anorthite</i>

La dispersion des axes est  $\rho < \nu$  autour de  $n_g$  de l'albite aux andésines, et  $\rho > \nu$  du labrador à l'anorthite, avec un mélange de *dispersions inclinée et horizontale* ou *tournante*, dont il sera question aux divers plagioclases.

Les indices principaux croissent avec la basicité.

La biréfringence ( $n_g - n_p$ ) varie de 0,013 (anorthite) à 0,009 (albite), en passant par un minimum de 0,0065 pour une andésine.

Le tableau de la page suivante résume les données fournies par M. des

1. M. Wallerant a établi (*C. R.* CXXI. 740. 1895) les formules donnant l'angle  $2V$  des plagioclases en fonction des valeurs de  $2V$  de l'albite et de l'anorthite et de leur biréfringence, et montré que, si la loi de Tschermak était mathématiquement exacte, il ne devrait y avoir qu'un seul plagioclase pour lequel  $2V = 0^\circ$ . Or, il y en a trois. Toutefois, en calculant les points intermédiaires de la courbe représentant les valeurs de  $2V$  dans les divers plagioclases, M. Wallerant a constaté l'existence d'une inflexion voisine des oligoclases, qui prouve que, si la loi de Tschermak n'est pas rigoureusement exacte, elle est au moins approchée.

PLAGIOCLASES

	$\Delta b_p \Delta n_m$	$m$	Extinctions sur les olivages		Angle de $p$ avec la section perpend. à $\Delta g$	Signe de la bisection	$2V$	Angle d'extinction rapporté à la trace du plan des axes optiques		Angle maximum d'extinction dans la zone perpendiculaire à $p^2$ (angle de $p^2$ avec $g^1$ )	Indice moyen
			$p(001)$	$g^1(010)$				$\Delta p$	$\Delta g$		
Albite . . . . .	1 : 0	0	+ 4°	+ 20°	102°	+	77°	74°	20°	— 16°	1,534
Oligoclase- Oligocla- ses	6 : 1	14,0	+ 2°30'	+ 10°30'	93°	+	88°30'	84°30'	10°30'	— 4°	»
		18	»	+ 8°			[90°]	90°	7°	0°	»
		20,0	+ 2°	+ 7°	»	»	88°	88°	88°	5°	+ 2°
Olig.-andésine	3 : 1	25	0°	0°	»	—	86°	75°	3°	+ 7°	»
And.-oligoclase Andésine	2 : 1	33	— 2°	— 4°	106°		[90°]	70°	3°	+ 16°	
		40	— 2°30'	— 10°	112°	+	88°	66°	9°	+ 25°	1,553
Labrador Labra-Andésines	1 : 1	50	— 5°30'	— 20°	127°	+	77°	60°	22°	+ 34°	1,558
		57,2	— 11°	— 25°	130°	+	79°	58°30'	33°	+ 37°	1,563
Bytownite . . . . .	1 : 3	75	»	— 33°	»	»	[90°]	57°	42°	+ 43°	»
Anorthite . . . . .	0 : 1	( <sup>1</sup> )	— 36°30'	— 41°30'	145°	—	77°30'	55°30'	48°	+ 55°30'	1,582

1. Cette anorthite est celle de la Somma correspondant environ à  $m = 94,7$ .

Cloizeaux et par M. Fouqué<sup>1</sup>. J'y ai joint les extinctions (maximum) dans la zone de symétrie perpendiculaire à  $g^1$ , dont la détermination constitue un des modes de diagnostic optique les plus précieux pour la distinction des feldspaths tricliniques. Ces derniers nombres ont été établis par M. Michel-Lévy, au récent mémoire duquel je renvoie pour ce qui concerne le diagnostic des plagioclases suivant tous les procédés connus.

*Groupements réguliers des feldspaths entre eux.* — J'ai exposé page 29 les cas les plus habituels de groupements de deux ou plusieurs feldspaths.

Dans les plagioclases, les individus zonés sont extrêmement fréquents : ils présentent les combinaisons les plus variées.

Aux exemples donnés et figurés plus haut, je joindrai un cristal de la granulite à amphibole de La Grande-Galite qui vient d'être décrit par M. Michel-Lévy : mon savant maître a bien voulu m'autoriser à reproduire les fig. 6 à 8, extraites de son mémoire (*Détermin. des feldspaths*, 1896, pl. xix). La section considérée est parallèle à  $g^1$  (010) et maclée suivant la loi de Carls-

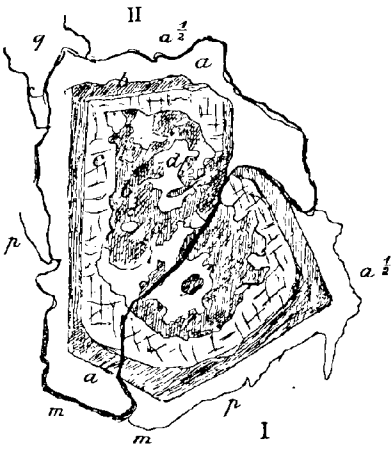


Fig. 6.

Dessin schématique de la face  $g^1$  (010) du cristal zoné représenté par les photographies de la page suivante (fig. 7 et 8).

bad. Le cristal est ainsi construit de l'extérieur à l'intérieur (fig. 6).

	Extinctions (moyennes dans I et II).	Feldspaths
a	+ 6°30'	oligoclase (20 % d'anorthite)
b	— 21°30'	labrador (54 % id.)
c	— 32°	bytownite (70 % id.)
d	+ 1°30'	oligoclase-andésine (26 % id.)

Les photographies (fig. 7 et 8) montrent l'importance de l'éclaircissement

1. Les plus importantes de celles-ci sont constituées par les angles d'extinction des sections perpendiculaires aux bissectrices, que M. Fouqué a déterminés et dont il a montré l'importance pour le diagnostic : ces sections sont notées S [sections perpendiculaires à la bissectrice aiguë positive ( $S_{Ng}$ ) ou négative ( $S_{Np}$ )] et T [sections perpendiculaires à la bissectrice obtuse négative ( $T_{Np}$ ) ou positive ( $T_{Ng}$ )].

commun pour mettre en lumière les diverses zones d'un cristal. Dans la fig. 7, le cristal est placé dans la position d'éclairément commun de la macle de Carlsbad (polariseur à  $45^\circ$  de la bissectrice des clivages  $p\bar{p}$ ). Les zones de même nature dans les deux cristaux offrent les mêmes teintes : la bande éteinte est constituée par le labrador  $b$ , de la fig. 6.

Dans la fig. 8, la plaque est orientée de telle sorte que la bytownite du cristal II (la zone  $c$ ) est éteint, tandis que c'est l'oligoclase - andésine ( $d$ ) qui est éteint dans le cristal I.

Le plus souvent les diverses zones d'un même cristal sont plus régulières comme structure que dans l'exemple qui vient d'être étudié.

*Essais pyrognostiques.* Les feldspaths tricliniques sont tous fusibles au chalumeau, mais avec une facilité très inégale, qui va en décroissant du labrador à l'anorthite, en passant par l'oligoclase et l'albite.

L'albite, les oligoclases et les andésines sont réfractaires à l'action de l'acide chlorhydrique bouillant (pendant un quart d'heure); le labrador et le labrador-bytownite possèdent



Fig. 7.

Photographie d'une face  $p^2$  (010) d'un feldspath zoné de La Grand-Galite. Position d'éclairément commun de la macle de Carlsbad.



Fig. 8.

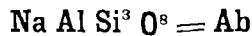
Photographie du cristal représenté par la fig. 7. La zone  $c$  du cristal II et la zone  $d$  du cristal I sont éteintes.

les mêmes propriétés, d'après M. Fouqué; les bytownites et l'anorthite s'attaquent d'autant plus facilement qu'elles sont plus basiques.

Un petit grain de feldspath attaqué se transforme, dans l'acide chlorhydrique bouillant, en une masse de plus grand volume à aspect laiteux, sans action sur la lumière polarisée : on la distingue alors des grains vitreux de feldspath non attaqué qui peuvent l'accompagner. Dans la recherche du degré de résistance aux acides, il faut tenir compte de la fréquence des cristaux zonés, dont les diverses parties, de composition différente, se comportent différemment vis-à-vis de l'acide employé.

*Diagnostic.* Les diverses propriétés qui viennent d'être résumées dans ce chapitre rendent facile le diagnostic différentiel des plagioclases, celui-ci doit être demandé surtout aux propriétés optiques résumées dans le tableau de la page 135. Les épures publiées par M. Michel-Lévy (*op. cit.*, 1894 et 1896) donnent d'élégantes solutions des multiples problèmes que présente l'étude des feldspaths dans les lames minces de roches.

### ALBITE



Triclinique.  $m t = 120^\circ 47'$  albite (Dx.).

$b : c : h = 1000 : 1029,938 : 478,107$ .  $D = 857,567$ .  $d = 543,106$ .

angle plan de  $p = 115^\circ 19' 8''$

angle plan de  $m = 107^\circ 4' 54''$

angle plan de  $t = 100^\circ 28' 5''$

$$\left[ \begin{array}{l} a : b : c = 0,63331 : 1 : 0,55716 \\ yz = 94^\circ 3' \quad zx = 116^\circ 27' \quad xy = 88^\circ 9' \\ X = 93^\circ 36' \quad Y = 116^\circ 25' \quad Z = 89^\circ 56' \end{array} \right]$$

*Formes observées.*  $p$  (001),  $m$  ( $1\bar{1}0$ ),  $t$  (110),  $g^1$  (010),  $g^3$  (120),  $g^2$  (130),  ${}^2g$  ( $\bar{1}30$ ),  $g^{3/2}$  (150),  $a^1$  ( $\bar{1}01$ ),  $a^{3/4}$  ( $\bar{4}03$ ),  $a^{1/2}$  ( $\bar{2}01$ ),  $i^{1/2}$  (021),  $e^{1/2}$  ( $0\bar{2}1$ ),  $b^{3/8}$  ( $\bar{4}\bar{4}3$ ),  $b^{1/2}$  ( $\bar{1}\bar{1}1$ ),  $c^{1/2}$  ( $1\bar{1}1$ ).

*Macles.* Macles suivant la loi de l'albite presque constantes, parfois seulement microscopiques; macles de Carlsbad, de la péricline (variété péricline), du Roc Tourné, de l'Estrel.

Dans le tableau d'incidences qui suit, les abréviations M., Dx., S. F.,

	Angles			Angles	
	calculés	mesurés		calculés	mesurés
$mt$	120°47'	119°55' F.			
$mg^{\infty}$ adj.	119°40'	119°40' S. 49' Lx. 120°16' M. 29' F.		$a^1 b^{1/2}$ adj.	152°39' 152°41' Lx.
$t g^1$ adj.	119°33'	119°33' S.		$b^{1/2} c^{1/2}$ sur $g^1$	53°14'
${}^2 g^m$ adj.	150° 3'	150°10' Lx.		$b^{1/2} \bar{b}^{1/2}$ (sort.)	132°38'
${}^2 g^t$ sur $m$	90°50'			$a^1 \bar{a}^1$ (reutr.)	172°40' 172°44' Lx.
${}^2 g^1 g^1$ adj.	149°37'	149°37' S. 46' F.		$c^{1/2} \bar{c}^{1/2}$ (sort.)	120°54'
$t g^2$ adj.	149°58'	149°43' F.		$g^1 b^{3/8}$ adj.	117°35'
$g^1 g^3$ adj.	140° 0'	138°38' S.		$g^1 a^{3/4}$ sur $b^{3/8}$	86°49' 86°41' F.
$g^1 g^2$ adj.	149°35'	149°36' S.		$a^{3/4} g^1$ adj.	93°11'
$g^1 \bar{g}^{3/2}$ adj.	160°47'	160°36' S.		$b^{3/8} \bar{b}^{3/8}$ (sort.)	124°50'
$m m$	120°40'	119°49' M. 120°10' Lx.		$a^{3/4} \bar{a}^{3/4}$ (rent.)	173°38'
$t \bar{t}$	120°54'			$g^1 a^{1/2}$ s. $b^{1/4}$	87°40' 87°48' Lx.
$p a^1$ adj.	127°45'	127°15' F. 40' Lx.		$a^{1/2} g^1$ adj.	92°20' 93°26' Lx.
$p a^{3/4}$ adj.	114°32'	114°18' F.		$a^{1/2} \bar{a}^{1/2}$ (rent.)	175°20'
$a^1 a^{3/4}$	166°47'	166°35' F.		$m b^1$ adj.	96° 7'
$p a^{1/2}$ adj.	97°54'	97°50' Lx.		$m a^1$ adj.	114°14' 114°18' Lx.
$a^{1/2} a^{3/4}$	163°22'			$a^1 b^1$ adj.	149°39' 149°32' Lx.
${}^* p e^{1/2}$	133°15'	133° 2' F. 10' Lx.		$m a^{3/4}$ adj.	125° 5'30"
${}^* e^{1/2} g^1$	133°10'	133°45' F.		${}^* m e^{1/2}$ adj.	128°24' 128°20' Lx.
$p i^{1/2}$	136°50'			$m b^{1/2}$ sur $e^{1/2}$	81°27'
$i^{1/2} g^1$	136°45'			${}^* m a^{1/2}$ adj.	137°33' 137°25' Lx.
$e^{1/2} i^{1/2}$ sur $p$	90° 5'			$e^{1/2} b^{1/2}$	133° 3'
$p g^1$ droit	93°35'	93°37' S. 39' Lx.		$e^{1/2} a^{1/2}$	94° 3'
$p \bar{p}$ (reentrant)	172°50'	172°57' F.		$b^{1/2} a^{1/2}$	141° 0' 141° 8' Lx.
$e^{1/2} \bar{c}^{1/2}$ (sort.)	93°40'			$b^{3/8} m$ ant.	75° 8'
${}^* p m$ ant.	110°50'	110°45' Lx.		$t a^1$ sur $c^1$	69°40' 69°38' Lx.
$p c^{1/2}$ adj.	124° 7'	124°10' Lx. 50' F.		$t i^{1/2}$ adj.	128°41'
$c^{1/2} m$ adj.	125° 3'			$t c^{1/2}$ adj.	95° 0'
$p t$ adj.	114°42'	114°50' Lx.		$t a^{1/2}$ adj.	134°18' 134° 9' Lx.
$p b^1$ adj.	149°49'	149°31' F.		$a^{1/2} c^{1/2}$ adj.	140°42'
$b^1 t$ ant.	95°29'	95°28' Lx.		$t e^{1/2}$ sur $p$	86°52'
$p b^{1/2}$ adj.	122°12'	122°10' Lx.		$t a^{3/4}$ adj.	121°22'
$b^1 b^{1/2}$	152°23'	152°19' Lx.		${}^2 g e^{1/2}$ adj.	139° 0' 138°45' Lx.
$p b^{3/8}$	109°40'			${}^2 g b^1$ sur $e^{1/2}$	100°20'
$p {}^2 g$ ant.	99°51'	99°52'		${}^2 g c^{1/2}$ adj.	128° 8'
$p g^2$	106° 2'30"	106°10' Lx.		$e^{1/2} b^1$ adj.	141°20' 106° 7' Lx.
$p \bar{m}$	114°41'	114°48' M.		${}^2 g a^1$ adj.	106° 0'
$b^1 g^1$ adj.	101°48'	101°43' Lx.		${}^2 g b^{1/2}$ adj.	98°18'
$b^1 \bar{b}^1$ sort.	156°24'			${}^2 g a^{3/4}$ adj.	111°30'
$b^{1/2} g^1$ adj.	113°41'	113°40' S.		${}^2 g a^{1/2}$ adj.	116°56' 116°40'
$g^1 a^1$ sur $b^{1/2}$	86°20'	86°10' Lx.		$g^2 b^{1/2}$ sur $c^1$	56°43' 56°40' Lx.
$c^{1/2} g^1$ adj.	119°33'	119°44' S.		$i^{1/2} b^{1/2}$ sur $c^1$	95°12'
$c^{1/2} g^1$ sur $a^1$	60°27'	59°55' Dx.			
$a^1 c^{1/2}$ adj.	154°27'				

Lx., sont mises en regard des mesures prises par Marignac sur les cristaux du col du Bonhomme (*in Dx., op. cit.* 318); par M. des Cloizeaux sur ceux de Modane (*id.*); par M. Sella (*R. Ac. Lincei*, IV. 454. 1888) sur ceux de Gebroulaz, par M. Franck (*B. Ac. de Belg.* XXI. 606. 1891) sur ceux de Revin, et par moi-même sur ceux de l'Oisans<sup>1</sup>.

*Faciès des cristaux.* Les faces de la zone prismatique sont très striées parallèlement à l'axe vertical,  $a^1$  ( $\bar{1}01$ ) et  $a^{3/4}$  ( $\bar{4}03$ ) sont souvent arrondies ou striées parallèlement à leur intersection,  $b^{1/2}$  ( $\bar{1}\bar{1}1$ ) ondulée.

Le faciès des cristaux d'albite est fort variable. Ils sont souvent aplatis suivant  $g^1$  (010) et tantôt allongés suivant l'axe vertical, tantôt suivant l'arête  $g^1 a^1$  (010) ( $\bar{1}01$ ) et très rarement suivant  $p g^1$  (001) (010). Quelquefois (Oisans), les cristaux sont aplatis suivant une face de la zone perpendiculaire à  $g^1$  et voisine de  $a^1$  ( $\bar{1}01$ ) ou allongés suivant  $p a^1$  (001) ( $\bar{1}01$ ) (péricliue).

Dans les pegmatites, des cristaux de la forme  $p a^{3/4} g^1$  (fig. 1) se réunissent parfois en grand nombre à axes imparfaitement parallèles, donnant des groupements en gerbes, en éventail qui rappellent un peu ceux de la prehnite.

Les cristaux d'albite sont généralement maclés suivant la loi de l'albite, qui, à l'œil nu, paraît souvent binaire; l'examen microscopique laisse presque toujours voir des lamelles hémotropes dans ces cristaux en apparence simple. A l'île de Groix, j'ai cependant observé des cristaux ne présentant ni macles macroscopiques, ni macles microscopiques: ils ne possèdent que les faces  $g^1$  (010) et  $t$  (110) dans la zone prismatique.

Les macles du Roc Tourné sont très caractéristiques de l'albite des calcaires.

L'albite se présente aussi en masses lamellaires ou grenues.

*Clivages.* Clivages:  $p$  (001) parfait,  $g^1$  (010) parfois moins facile,  $m$  (110) imparfait. Clivage ou plan de séparation suivant  $b^{1/2}$  ( $\bar{1}\bar{1}1$ ) (G. Rose). Cassure inégale ou conchoïdale. Fragile.

*Dureté.* 6 à 6,5.

*Densité.* 2,62 à 2,63; 2,623 col du Bonhomme; 2,624 Modane, Moun caou; 2,625 Oisans; 2,628 Saint-Denis-la-Chevasse et Arnave.

*Coloration et éclat.* Incolore, blanche; par altération ou par inclu-

1. Les petites différences existant entre les nombres calculés ci-dessus et ceux fournis par M. des Cloizeaux (*op. cit.*, 317) tiennent à de légères corrections que mon savant maître a bien voulu me communiquer.



sions, grise, jaune, rouge, verte, noire. Poussière incolore. Transparente ou translucide.

*Inclusions.* Les cristaux d'albite des calcaires métamorphiques des Pyrénées ont souvent, en cristallisant, absorbé d'une façon inégale la matière colorante de ces derniers : ils sont parfois d'un beau noir au milieu de calcaire blanc. J'ai rencontré, dans les calcaires triasiques de Modane, des cristaux d'albite, partiellement colorés en noir par des aiguilles enchevêtrées de rutile. L'albite des druses renferme souvent des inclusions de ripidolite semblables à celles qui ont été décrites dans l'adulaire (Pyrénées, Alpes, Corse), de l'asbeste (Pyrénées), etc.

*Propriétés optiques.* La surface  $S n_g$  perpendiculaire à la bissectrice aiguë positive tronque l'angle aigu  $p g^1$  (001) (010) et fait avec  $p$  (001) un angle de  $101^\circ$  à  $102^\circ$ . L'angle d'extinction dans  $g^1$  varie de  $+ 20^\circ$  à  $+ 21^\circ$  par rapport à la trace de  $g^1$  (010).

Dans les sections perpendiculaires à la bissectrice aiguë, la dispersion ordinaire  $\rho < \bar{\sigma}$  est forte d'un côté, faible de l'autre, avec *dispersion horizontale* très faible combinée à une forte *dispersion inclinée* (Dx. B. S. M. VI. 83. 1883). La chaleur ne modifie que légèrement l'écartement des axes optiques.

Les données suivantes ont été prises sur les gisements français :

	$p S n_g$	$2H$	$2V$ extinct. sur $p$	extinct. sur $g^1$	$S n_g$	$T n_p$	
Modane.....	$101^\circ$ à $102^\circ$	»	»	$+ 3^\circ$ à $4^\circ$	$+ 18^\circ 34'$ à $20^\circ 46'$	»	» Fq.
id.	$101^\circ 30'$	»	$77^\circ$	$+ 3^\circ 30'$	$+ 19^\circ 30'$	$19^\circ 30'$	$74^\circ$ Dx.
Dauphiné.....	$105^\circ$	$84^\circ$ à $87^\circ$	»	$+ 3^\circ 52'$	$+ 20^\circ$	»	» Dx.
Chamonix.....	$99^\circ ?$	$86^\circ$ à $88^\circ$	»	»	»	»	» Dx.
E. e Bellière.....	»	»	»	$+ 4^\circ 18'$	$+ 15^\circ 22'$ à $40^\circ$	»	» Fq.
Albepeyre.....	»	»	$79^\circ$	»	»	$15^\circ 30'$	$77^\circ$ Dx.
Crique Boulanger..	»	»	»	»	»	»	»
Revin.....	»	»	»	$+ 4^\circ 24'$	$+ 18^\circ 20'$	»	» Franck.

Les indices principaux de l'albite d'Arendal (Norvège) sont (Na) :

$$n_g = 1,540 \text{ (ML et Lx);}$$

$$n_m = 1,534;$$

$$n_p = 1,532;$$

$$n_g - n_p = 0,009. \text{ (mes. directe.)}$$

*Composition chimique.*

a) Composition correspondant à la formule  $Na Al Si^3 O^8$ ;

Analyses de l'albite : b) des druses du Dauphiné, par Brédif (*Procès-verbaux du laboratoire de l'École des Mines de Moutiers* (Dufrenoy);

c) du glacier de Trelatête, par M. Brun (*Z. K. VII. 389. 1882*);

d) des pegmatites d'Albepierre, par M. Fouqué (*B. S. M. XVII. 396. 1894*);

e) de l'albite du calcaire du col du Bonhomme, par Marignac (*in des Cloizeaux, op. cit.*, I. 323);

f) de l'albite du calcaire du Roc Tourné, par M. Fouqué (*B. S. M.* XVII. 395. 1894).

	a)	b)	c)	d)	e)	f)
Si O <sup>2</sup> .....	68,7	67,99	68,57	67,9	67,66	68,2
Al <sup>2</sup> O <sup>3</sup> .....	19,5	19,61	19,67	19,4	20,40	19,0
Na <sup>2</sup> O.....	11,8	11,12	11,90	10,9	10,81	13,5
K <sup>2</sup> O.....	»	»	»	0,3	0,61	»
Ca O.....	»	0,66	»	2,4	»	»
Mg O....	»	»	»	»	0,07	»
	<hr/>	<hr/>	<hr/>	<hr/>	<hr/>	<hr/>
Densité	100,0	99,38	100,14	100,9	100,00	100,7
	»	»	»	2,590 à 2,595	2,633	2,600

*Essais pyrognostiques.* Fusible au chalumeau en un verre incolore ou blanchâtre et colore la flamme en jaune. Inattaquable par les acides ordinaires.

*Altérations.* Comme l'orthose 1.

*Diagnostic.* Voir page 138.

### GISEMENTS ET ASSOCIATIONS

L'albite est un des feldspaths les plus abondants en cristaux nets. Elle est moins fréquente comme élément constitutif des roches, ou, plus exactement, on l'a rarement signalée dans de semblables conditions. Les progrès des études optiques et la connaissance plus approfondie des propriétés optiques des feldspaths conduira, selon toute vraisemblance, à la découverte de nombreux gisements nouveaux de ce minéral.

Je l'envisagerai successivement dans les conditions suivantes :

- 1° Dans les roches éruptives, comme élément normal ou secondaire<sup>1</sup>;
- 2° Dans les schistes cristallins et les schistes métamorphiques, comme élément essentiel;
- 3° Dans les fissures de roches diverses (éruptives ou métamorphiques), comme produit secondaire formé par voie hydrothermale;
- 4° Dans les filons métallifères;
- 5° Dans les calcaires sédimentaires.

1° *Dans les roches éruptives, comme élément normal ou comme produit secondaire.*

a) *Dans les granulites et les pegmatites.*

L'albite est fréquente dans les granulites et les pegmatites, mais il n'est pas toujours aisé de savoir si elle y existe comme élément normal ou comme produit secondaire. C'est pourquoi je n'ai pu disjoindre ces

1. Voir à *analcime* pour les pseudomorphoses partielles de ce minéral en albite.

deux sortes d'origine. Dans beaucoup de granulites, et notamment dans les granulites stannifères, l'albite joue un rôle important comme élément normal; elle est généralement aplatie suivant  $g^1$  (010), et cet aplatissement, joint à l'orientation des cristaux, donne à la granulite, quand elle est pauvre en quartz, une sorte de structure phonolitique. Lorsqu'au contraire, il existe beaucoup de quartz, ce dernier joue, par rapport au feldspath, le rôle du pyroxène dans la structure ophitique. Les figures 2 et 3 de la page 63 du tome I<sup>er</sup> montrent des lames minces de ces roches.

L'albite existe d'une façon presque constante en associations microperthitiques avec le microcline et l'orthose des pegmatites. Je ne signalerai pas de gisements de ce genre: il suffit de se reporter à tous ceux où ces minéraux ont été indiqués. Il est probable que dans beaucoup de ces derniers gisements l'albite est secondaire, car on la voit souvent gagner de proche en proche, épigénisant l'orthose ou le microcline et se terminant en cristaux distincts dans leurs fentes ou leurs cavités.

Les géodes que l'on rencontre dans les granulites et les pegmatites françaises contiennent quelquefois de l'albite en cristaux généralement peu nets et crêtés. Là encore on peut se demander si l'albite n'est pas secondaire, bien qu'en général elle paraisse être le résultat de fumerolles contemporaines de la formation de la roche et ayant déterminé la large cristallinité de tous ses minéraux.

**Normandie.** — *Calvados.* L'albite de La Bellière près Vire, étudiée par M. des Cloizeaux (*op. cit.*, 97), forme des cristaux imparfaits d'un blanc jaunâtre [ $m$  (1 $\bar{1}$ 0),  $t$  (110),  $g^1$  (010),  $a^{1/2}$  ( $\bar{2}$ 01)]; ils sont implantés sur les gros cristaux d'orthose d'une pegmatite.

*Orne.* L'albite géométriquement orientée sur les cristaux d'orthose est fréquente dans les druses de la granulite des carrières de Pont-Percé en Condé-sur-Sarthe près Alençon. M. Gaubert m'a remis des cristaux de ce minéral atteignant 3 centimètres; ils sont formés par les faces  $g^1$  (010),  $p$  (001),  $a^{3/4}$  ( $\bar{4}$ 03) également développées avec de très petites faces prismatiques (fig. 1), plus rarement les faces  $m$  sont très développées (fig. 1 bis). Ces cristaux sont constitués par l'accolement suivant  $g^1$  d'un grand nombre de macles de l'albite aplaties suivant  $g^1$ , ils passent à des groupements crêtés. De jolis cristaux d'albite d'un blanc de lait, parfois jaunes, aplatis suivant  $g^1$  (010) et allongés suivant l'axe vertical, se rencontrent dans le même gisement (M. de la Durandière). Ils rappellent le type I de l'Oisans; presque toujours maclés suivant les

lois de l'albite et de Carlsbad, ils sont riches en faces :  $m$ ,  $t$ ,  $g^1$ ,  $g^2$ ,  $g^3$ ,  $a^1$ ,  $a^{1/2}$ ,  $e^{1/2}$ ,  $i^{1/2}$ ,  $b^{1/2}$ ,  $c^{1/2}$ . Ils accompagnent le quartz enfumé, l'orthose (adulaire) et la muscovite en lames hexagonales.

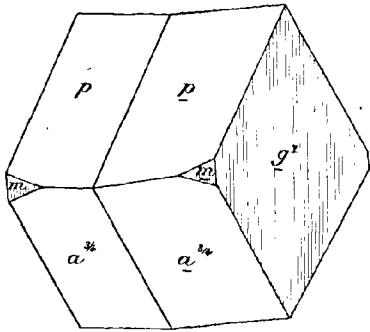


Fig. 1.

Albite de Pont-Percé et de la Vilate.

**Bretagne.** — *Loire-Inférieure.* La granulite de Barbin et d'Orvault renferme de l'albite comme élément constitutif qui s'isole parfois dans les géodes en petits cristaux. Dans ce gisement se trouve une granulite blanche à grains fins, riche en grenats rouges. L'albite est aplatie suivant  $g^1$  (010) et orientée.

*Vendée.* M. Wallerant m'a remis une belle albite laminaire d'un blanc nacré, qu'il a recueillie à Saint-Denis-la-Chevasse, dans un filon de pegmatite traversant les éclogites.

**Plateau Central.** — *Ardèche.* M. Gonnard m'a communiqué un échantillon d'albite en cristaux crêtés indistincts provenant d'un filon dans les schistes cristallins des environs de Saint-Félicien (fig. 1).

*Haute-Vienne.* L'albite est très abondante dans les pegmatites de la région de Chanteloube et de Saint-Yriex, où elle forme souvent des masses importantes entourant l'orthose; elle y est recherchée pour l'industrie de la porcelaine; elle sert plus particulièrement à la fabrication des boutons.

Elle se kaolinise à la façon de l'orthose.

Dans les pagmatites de La Vilate (voir page 81), M. des Cloizeaux a recueilli des cristaux d'albite d'un blanc jaunâtre constituant des groupes crêtés [ $p$  (001),  $g^1$  (010),  $a^{3/4}$  ( $\bar{4}03$ ) (fig. 1)]. Ces cristaux atteignent plusieurs centimètres.

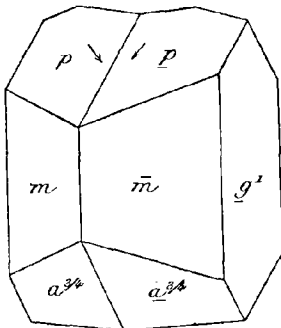


Fig. 1 bis.

Albite de Pont-Percé.

J'ai signalé (tome I, page 63, fig. 2 et 3) l'abondance de l'albite; comme produit primaire, des granulites à lépidolite, cassitérite et topaze de La Chèze près Ambazac. L'albite, aplatie suivant  $g^1$  (010), est moulée par de la cassitérite, et la topaze par de l'orthose et enfin par de la lépidolite.

*Creuse.* Les granulites à cassitérite des mines de Montebbras en Soumans contiennent de l'albite, comme élément normal.

*Rhône.* M. Gonnard a trouvé, dans la pegmatite des carrières d'Irigny près Lyon, un feldspath triclinique altéré en masses roses qui, d'après l'analyse suivante de M. Damour, est une albite : densité, 2,60.

Si O <sup>2</sup> .....	67,26
Al <sup>2</sup> O <sup>3</sup> .....	21,58
Na <sup>2</sup> O .....	9,51
K <sup>2</sup> O .....	1,27
Ca O .....	0,88
	100,50

**Alpes.** — *Massif du mont Blanc.* — *Haute-Savoie.* L'albite se rencontre en petites plages blanches dans la granulite à béryl bleu de Charmoz (voir p. 20); elle a été étudiée par M. des Cloizeaux (*op. cit.*, 99) et paraît constituer un élément normal de cette roche.

*Isère.* Les granulites à albite abondent dans l'Oisans : les minéraux qui tapissent leurs fentes ont été étudiés à diverses reprises dans cet ouvrage : il en est de même de celles du glacier de la Meije près La Grave (*Hautes-Alpes*), voir page 149. M. Michel-Lévy m'a signalé un granite à amphibole, dont le feldspath est constitué par de l'albite d'un blanc de lait : il est riche en sphène et constitue un galet recueilli par M. Kilian au Ratz-Bernin.

**Corse.** — Les granulites à riebeckite de Corse (voir tome I, page 695) renferment parfois de l'albite associée à l'anorthose.

**Guyane.** — La même observation peut être faite au sujet de masses laminaires blanches d'albite provenant d'une pegmatite à biotite et microcline de la crique Boulanger (*Dx.*, *op. cit.*, 118).

#### b) *Dans les microgranulites.*

**Ardennes.** — Le célèbre porphyroïde de la forge de Mairus près Deville (*Ardennes*) renferme, à côté de gros cristaux rosés de microcline et d'anorthose, des cristaux blancs plus petits d'albite ne dépassant guère 1<sup>cm</sup> de plus grande dimension. Je n'en ai eu que peu à ma disposition, mais ils paraissent fort intéressants. Ils sont blancs et opaques à cause de la grande quantité de produits secondaires micacés qu'ils renferment. Ils se rapportent aux trois types suivants :

Type I. Cristaux simples aplatis suivant  $p$  (001) et allongés suivant

$p$   $g^A$  (001) (010); les formes sont :  $p$  (001),  $m$  ( $1\bar{1}0$ ),  $t$  (110),  $g^A$  (010),  $a^{1/2}$  ( $201$ ).

Type II. *a*) Cristaux de la forme précédente, mais maclés suivant la loi de Carlsbad; *b*) Cristaux présentant les mêmes formes, avec souvent en plus  $e^{1/2}$  ( $0\bar{2}1$ ),  $i^{1/2}$  (021),  $b^{1/2}$  ( $1\bar{1}1$ ),  $c^{1/2}$  ( $1\bar{1}1$ ) et maclés suivant la loi de Carlsbad avec allongement suivant l'axe vertical (fig. 3, page 181). Ces cristaux ressemblent beaucoup plus par le développement à l'orthose qu'à l'albite.

Ce feldspath est depuis longtemps cité comme *andésine*. M. Klement en a donné (*Bull. Mus. hist. natur. Belgique*, V. 168. 1888) l'analyse suivante :

Si O <sup>2</sup> . . . . .	60,39
Al <sup>2</sup> O <sup>3</sup> . . . . .	22,42
Ca O . . . . .	5,39
Na <sup>2</sup> O . . . . .	7,73
K <sup>2</sup> O . . . . .	0,52
Fe <sup>2</sup> O <sup>3</sup> . . . . .	2,24
Mg O . . . . .	0,15
H <sup>2</sup> O . . . . .	1,24
	100,00

L'examen microscopique montre que ces cristaux sont criblés d'inclusions de calcite, de muscovite et d'épidote. On s'explique dès lors facilement que l'analyse en bloc de tels cristaux ne représente pas la composition du minéral lui-même.

L'étude des propriétés optiques de ces cristaux ne laisse aucun doute sur leur véritable nature.

M. Michel-Lévy m'a signalé l'existence de l'albite dans un autre porphyroïde de la vallée de la Meuse (gisement n° 7 de M. Gosselet à 800 mètres au nord de La Petite-Commune (*L'Ardenne*, p. 87. 1888). L'albite paraît abondante dans les roches similaires de l'Ardenne : elle se trouve aussi dans leurs fentes (voir page 157).

*c) Dans les syénites et les syénites néphéliniques.*

Les syénites, et particulièrement les syénites néphéliniques (Pouzac), renferment de l'albite seule ou associée à l'anorthose en micropertithe. Aucun gisement français ne se recommande spécialement à cet égard. Cette albite est en partie d'origine secondaire.

d) *Dans les diabases, les gabbros, les kersantites.*

α) Comme élément normal.

**Corse.** — M. Nentien a bien voulu me communiquer des masses laminaires d'albite ayant plus de 5<sup>cm</sup> de côté, qu'il a recueillies près du cap Corse, dans des filons minces (20 à 50<sup>cm</sup> d'épaisseur), remarquablement réguliers, qui traversent la serpentine du Monte Grosso (près du sémaphore). D'après ce géologue, le feldspath est accompagné de diallage, de magnétite, de sphène, etc. : la roche est donc un gabbro albitique. Il faut voir sans doute dans cette curieuse roche l'équivalent des filons d'oligoclase-albite décrits plus loin, filons que j'ai observés dans de semblables conditions au milieu de la lherzolite du Tuc d'Ess (*Haute-Garonne*).

**Alpes.** — *Haute-Savoie.* M. Michel-Lévy a aussi trouvé de l'albite comme élément essentiel d'une sorte de kersantite très feldspathique du Farquet en Chablais.

β) Comme produit secondaire.

**Alpes.** — **Corse.** — L'albite n'est pas rare comme produit secondaire *microscopique* résultant de la saussuritisation des feldspaths tricliniques basiques (voir p. 46). C'est sous cette forme qu'on la rencontre abondamment dans les gabbros (euphotides) des Alpes et de la Corse.

**Plateau Central.** — *Aveyron.* L'albite et le grenat se trouvent aussi dans la norite d'Arviu comme produit de transformation du labrador (voir tome I, page 557).

L'albite existe aussi parfois dans les roches basiques, comme produit secondaire *macroscopique* formé par altération sur place (*périmorphose*) des feldspaths que ces roches contiennent ; à ce point de vue, je citerai le gisement suivant.

**Pyénées.** — *Basses-Pyrénées.* Je dois à l'obligeance de M. de Limur des cristaux nets d'albite formés dans la diabase amphibolique de la butte d'Ogeu. Dans les cavités miarolitiques de cette roche, on voit, sur le labrador ancien trouble, apparaître des cristaux limpides et transparents d'albite, géométriquement orientés sur lui. C'est un cas très net de groupement par périmorphose. Les petits cristaux d'albite présentent les formes communes avec les macles de Carlsbad fréquentes et aplatissement suivant  $g^A$  (010).

C'est peut-être par une formation sur place qu'il y a lieu d'expliquer la production d'albite dans une ophite du col d'Ayré, dans la vallée d'Ossau, à moins que cette albite ne soit un produit drusique à reporter page 154. L'unique échantillon que j'aie examiné se trouve dans la collection du Muséum; il est formé par une masse miarolitique constituée par l'enchevêtrement de cristaux aplatis suivant  $g^1$  (010). Je n'ai pas visité moi-même ce gisement.

e) *Dans les roches microlitiques.*

**Bretagne.** — *Mayenne.* M. Michel-Lévy a découvert des roches microlitiques à albite (*albitites*), en étudiant des échantillons d'une roche filonienne du Begon près Entrammes (*Mayenne*), que lui avait soumise M. Cehlert. Cette roche est noire, compacte, et ne montre à l'œil nu que des cristaux vitreux de feldspaths ayant quelques millimètres de longueur. Au microscope, on constate que l'albite existe en phénocristaux et en microlites, accompagnés par quelques microlites d'orthose et par des éponges de quartz : il existe, en outre, de la chlorite, de la magnétite, de l'oligiste, etc. (*C. R.* 1895).

Dans un filon voisin, les phénocristaux sont formés par une microperthite d'albite et d'anorthose.

**Plateau Central.** — *Saône-et-Loire.* J'ai indiqué page 5 l'abondance de l'albite comme produit secondaire formé aux dépens de la leucite et remplissant les cavités des leucotéphrites carbonifères des environs de Clermain.

2° *Dans les schistes cristallins et les schistes métamorphiques, comme élément essentiel.*

L'observation faite plus haut au sujet du granite peut s'appliquer aux schistes cristallins et aux schistes paléozoïques transformés par métamorphisme général. L'albite accompagne souvent l'orthose des gneiss à la façon de celle des granites; elle entre probablement dans la composition de beaucoup d'entre eux.

Dans les Alpes et en Corse, l'albite est notamment abondante, en grands cristaux globuleux, comme élément récent des schistes paléozoïques et peut-être même plus récents (schistes phylliteux du massif de La Vanoise (Termier, *B. C. F.* n° 20. 1891) et du point 1514 au N. du Bourget, près Modane, etc., et en Corse, schistes verts de Canari (cap Corse), etc.) [échantillons communiqués par M. Nentien]. Cette albite est très fraîche; elle est souvent non maclée ou maclée seulement



suivant la loi de Carlsbad. Elle est parfois extrêmement riche en fines aiguilles de rutile tout à fait analogues à celles qui seront signalées dans l'albite de Modane ; elle renferme souvent des inclusions charbonneuses, des inclusions liquides et gazeuses, de l'actinote, de l'épidote : elle est fréquemment moulée par des chlorites. Il est intéressant de remarquer que l'origine de cette albite est, dans beaucoup de cas, à rapprocher de celle qui a été citée plus haut dans les gabbros saussuritisés. Beaucoup des schistes dont il vient d'être question semblent être en effet des gabbros transformés et laminés.

### 3° Dans les fissures de roches diverses (éruptives ou métamorphiques).

Les cristaux de cette catégorie de gisements sont, en France, généralement fort beaux ; ils présentent des aspects très variés ; on y distingue tous les types établis plus haut, sauf la péricline et ceux qui présentent la macle du Roc Tourné. Les cristaux sont souvent accolés suivant un plan perpendiculaire à  $g^4$  faisant partie de la zone verticale, de telle sorte qu'ils présentent quelque ressemblance avec cette dernière macle, mais il est aisé de s'assurer qu'il y a là un simple accollement sans retournement.

L'albite, dans ce genre de gisement, est souvent associée à l'*adulaire*, à l'*asbeste*, à l'*épidote*, au *quartz*, à la *calcite*, à l'*axinite*, à l'*anatase*, à la *brookite*, à la *turnerite*, etc ; elle est fréquemment pénétrée de *ripidolite*.

La région la plus typique à cet égard étant le Dauphiné, je l'étudierai tout d'abord pour éviter les répétitions.

**Alpes.** — *Isère*. L'albite est, en effet, très abondante dans le Dauphiné surtout aux environs du Bourg-d'Oisans. Ce sont ces gisements qui fournissent la plupart des échantillons d'albite renfermés dans les collections et indiqués comme provenant des Alpes.

Ils peuvent être divisés en deux catégories, d'après la nature des roches traversées par les fissures que tapissent les cristaux ; chacune d'elles renferme des minéraux spéciaux.

La première est constituée par tous les gisements énumérés, tome I, au sujet de l'*axinite* ; ils se trouvent sur la rive droite de la Romanche, à l'extrémité sud du massif des Grandes-Rousses, dans la zone de mica-schistes (entre le Bourg-d'Oisans et La Balme d'Auris) et de schistes

précambriens granulitisés (entre La Balme d'Auris et Le Freney d'Oisans) qui supportent les assises liasiques d'Auris. Ils se trouvent aussi sur la rive gauche de la Romanche et au sud de cette rivière, entre le pont Saint-Guillerme et Le Freney. Les gisements les plus riches sont : le rocher d'Armentières, qui a fourni les beaux cristaux d'axinite représentés par la fig. 32 de la page 298 du tome I<sup>er</sup> [l'albite de ce gisement en cristaux jaunâtres atteignant 2<sup>cm</sup> ne se trouve guère que dans les vieilles collections], La Balme d'Auris, Le Freney (sur schiste amphibolique).

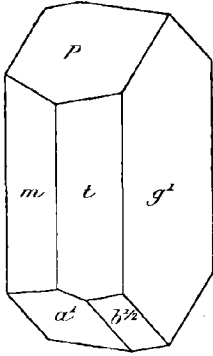


Fig. 2.  
Albite de l'Oisans.  
(Type I)

L'albite est fréquemment associée à l'axinite, à du quartz, de l'orthose, de l'épidote; elle est assez souvent chloritée.

La seconde catégorie de gisements se trouve au sud de la première; elle est limitée au nord par la Romanche, à l'ouest par la vallée du Vénéon.

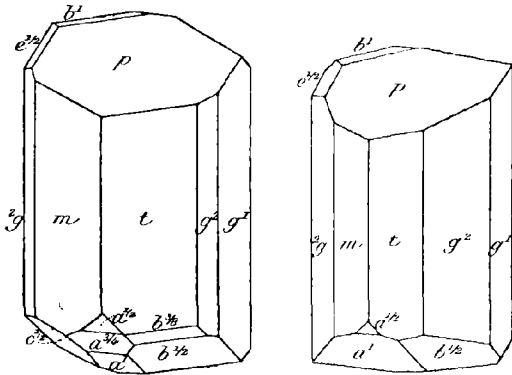


Fig. 3 et 4.  
Albite de l'Oisans (Type I).

L'albite s'y rencontre, le plus souvent, dans les fentes d'une granulite à grains fins; elle y est associée à du quartz, de l'adulaire, du sphène, de l'anatase, de l'ilménite (chrichtonite), plus rarement de la brookite et de la turnerite.

Les cristaux que j'ai eus entre les mains sont rarement chlorités, moins gros, mais plus limpides, que ceux des gisements de la précédente catégorie. Les gisements les plus riches se trouvent aux environs de Saint-Christophe-en-Oisans (à la montagne des Puits notamment).

Dans cette région, l'albite se trouve plus rarement dans les fissures des schistes amphiboliques (combe de La Selle), avec adulaire, prehnite, épidote, quartz, etc.

Les cristaux d'albite du Dauphiné présentent une grande variété d'aspect, bien qu'en réalité ils n'aient qu'un nombre limité de formes :

$p$  (001),  $g^1$  (010),  $m$  ( $\bar{1}\bar{1}0$ ),  $t$  (110),  ${}^2g$  ( $\bar{1}\bar{3}0$ ),  $g^2$  (130),  $a^1$  ( $\bar{1}01$ ),  $a^{3/4}$  ( $\bar{4}03$ ),  $a^{1/2}$  ( $\bar{2}01$ ),  $b^{3/8}$  ( $\bar{4}\bar{4}3$ ),  $b^1$  ( $\bar{1}\bar{1}2$ ),  $b^{1/2}$  ( $\bar{1}\bar{1}1$ ),  $c^{1/2}$  ( $\bar{1}\bar{1}1$ ). Dans la plupart des

cristaux, la macle de l'albite est macroscopique, bien que l'on rencontre aussi des cristaux en apparence simples. Le plus grand nombre de ceux-ci cependant sont maclés suivant la loi de l'albite; mais l'un des individus de cette macle a, en quelque sorte, avorté, tandis que l'autre a pris un très large développement.

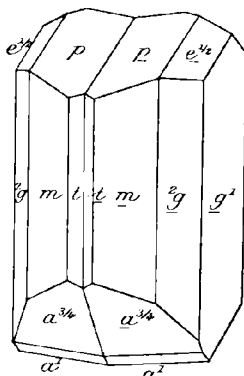


Fig. 5.

Albite de l'Oisans. Macle de l'albite.

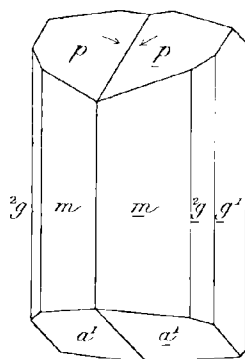


Fig. 6.

Les cristaux simples ou maclés présentent les variétés suivantes de développement.

Type I. Cristaux allongés suivant l'axe vertical (fig. 3 et 4) et le plus souvent aplatis parallèlement à  $g^1$  (010) (fig. 2). Ils sont souvent maclés suivant les lois de l'albite (fig. 5 et 6) ou de Carlsbad (fig. 7). La coexistence de ces deux macles (fig. 8) est extrêmement fréquente dans les cristaux atteignant 1<sup>cm</sup>5, qui, dans la région de Saint-Christophe, accompagnent le quartz hyalin, les rhomboédres  $p$  (1011) de calcite, l'anatase, la brookite, etc. Les faces  $b^1$  ( $\bar{1}\bar{1}2$ ) sont généralement petites, les faces  $b^{1/2}$  ( $\bar{1}\bar{1}1$ ) larges. Les figures 2 à 8, empruntées à l'*Atlas der Krystallformen* de M. Schrauf, représentent les cas signalés par cet auteur. Dans les cristaux que j'ai étudiés, l'aplatissement est généralement plus marqué que dans ces figures, surtout quand les cristaux présentent les deux macles de Carlsbad et de l'albite. Les faces de la

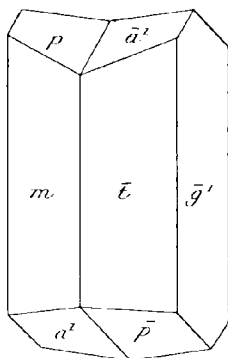


Fig. 7.

Albite de l'Oisans. Macle de Carlsbad.

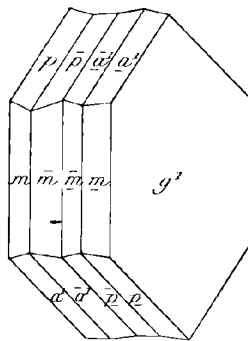


Fig. 8.

Albite de l'Oisans. Macles de l'albite et de Carlsbad.

zone verticale sont très striées et ne donnent pas de mesures précises.

Type II. Cristaux allongés suivant l'arête  $g^1 b^{1/2}$  (010) ( $\bar{1}\bar{1}1$ ) et souvent aplatis suivant  $g^1$ . Ils ne diffèrent du type précédent que par la direc-

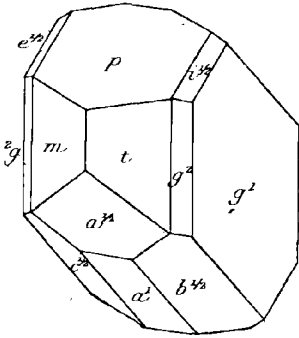


Fig. 9.  
Albite de l'Oisans (Type II).

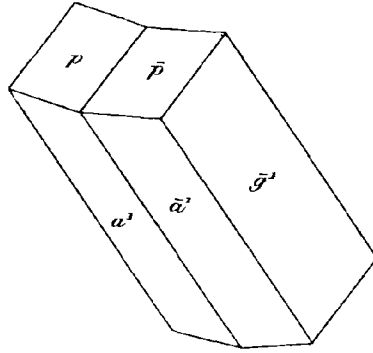


Fig. 10.  
Albite du Freney (Type II, passage au type III).

tion de l'allongement et le développement très grand des faces de la zone  $p b^{1/2}$ . Ces cristaux sont simples ou maclés suivant la loi de l'albite; les macles de Carlsbad y sont fréquentes (Armentières, Le Freney). La fig. 10 représente la forme de petits cristaux d'albite à face brillante, en partie chlorités, provenant d'Armentières; ils ne présentent que les faces  $p, g^1$  et  $a^1$  : ils sont intermédiaires entre le type II et le type III.

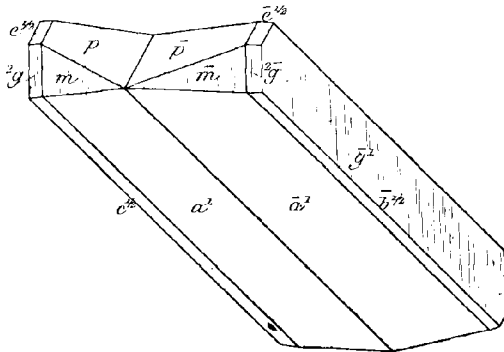


Fig. 11.  
Albite de l'Oisans (Type III).

ou absentes, dans les cristaux de ce type, au contraire,  $a^1$  ( $\bar{1}01$ ) est très développée et  $b^{1/2}$  très réduite (fig. 11). Dans cette forme, qui est assez fréquente, les macles de Carlsbad sont fort rares.

Type IV. Cristaux aplatis suivant  $g^1$  (010) avec  $p$  (001) et  $b^{1/2}$  également développées; les cristaux observés sur  $g^1$  ont la forme de

losanges aigus;  $a^1$  ( $\bar{1}01$ ) est généralement réduite à une fine facette. J'ai cependant trouvé de gros cristaux chlorités ne présentant que les formes  $g^1$  (100),  $p$  (001) et  $a^1$  ( $\bar{1}01$ ): ils ne diffèrent de la fig. 10 que par un grand aplatissement suivant  $g^1$  (100) et l'égalité de développement des faces  $p$  et  $a^1$ . Les cristaux du type IV, ana-

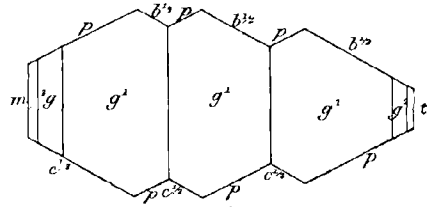


Fig. 12.  
Cristaux d'albite accolés suivant le plan de la zone verticale perpendiculaire à  $g^1$  (010) (Type II).

logues au type de Schmirn, sont relativement rares dans l'Oisans: ils présentent presque toujours la macle de Carlsbad; ils sont souvent formés par le groupement à axes parallèles de plusieurs individus (fig 12).

Dans un échantillon du Freney, j'ai observé une macle de Carlsbad ayant pour faces d'association, non pas  $g^1$  (010), mais une face de la zone verticale perpendiculaire à  $g^1$  (fig. 13).

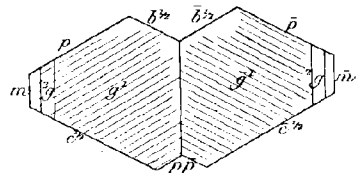


Fig. 13.  
Macle de Carlsbad avec accollement suivant la face de la zone verticale perpendiculaire à  $g^1$  (010) (Le Freney).

Ces différences de formes sont intéressantes, mais il n'est possible d'en tirer aucune conclusion, car elles coexistent souvent dans la même géode et on trouve entre elles de fréquents passages.

*Hautes-Alpes.* Le glacier de La Meije près de La Grave fournit, depuis quelque temps, des cristaux d'anatase, de brookite, de turnerite que j'ai récemment décrits (*C. R.* CXXII. 1429. 1896). Ils tapissent les fentes de filonnets d'albite qui traversent les schistes cristallins. Les cristaux d'albite sont petits, peu nets, et présentent les mêmes formes que ceux de l'Oisans (types I et II dominants). Les cristaux non maclés ne sont pas rares. Les nombreux échantillons que j'ai étudiés m'ont été communiqués par M. Laurent.

Les fentes des chloritoschistes de la cascade de Fréaux sont tapissées de très petits cristaux d'albite accompagnés de cristaux transparents d'anatase jaune d'or.

*Haute-Savoie.* — *Massif du mont Blanc.* On a vu plus haut, aux articles *axinite*, *épidote*, *prehnite*, etc., l'analogie que présentent les minéraux formés dans les druses de la protogine et des schistes cristallins du massif du mont Blanc et du Dauphiné; elle se retrouve dans les cristaux d'albite. Ce minéral y est abondant, présente les mêmes

associations et les mêmes formes que dans le Dauphiné : ses cristaux sont fréquemment couverts et imprégnés de ripidolite.

On peut citer, comme plus particulièrement intéressants au point de vue de l'albite, les gisements suivants : le glacier de Trelatête (Brun : *Z. f. K.* VII. 389. 1882), les Courtes (dans protogine), l'aiguille de Miage (dans micaschistes granulitisés), le dôme du Gôter, etc.

**Bretagne.** — *Morbihan.* M. de Limur a signalé l'albite (*op. cit.*, 62) en petits cristaux nets dans les fentes des micaschistes de Belle-Isle-en-Mer.

Le même minéralogiste m'a donné un intéressant échantillon de ripidolite écailleuse recueilli dans les fentes des micaschistes de la pointe d'Enfer à l'île de Groix. Cette chlorite renferme des octaèdres de magnétite et des cristaux d'albite, sans aucune macle apparente ni microscopique, ayant environ 1<sup>cm</sup> de plus grande dimension. Ils sont remarquables par leur forme dyssymétrique : ce sont, en effet, de petits

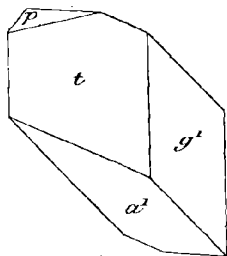
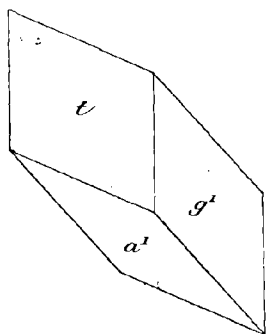


Fig. 14 et 15.

Albite de la pointe d'Enfer (Groix).

parallélépipèdes à faces losangiques (fig. 14) uniquement constitués par  $g^1$  (100),  $t$  (110),  $a^1$  ( $\bar{1}01$ ). Ces cristaux ont un éclat vitreux; ils sont fendillés et très fragiles, aussi, quand on veut les isoler de leur gangue chloriteuse, fait-on apparaître des clivages  $p$  (001) (fig. 15) qui permettent aisément de les orienter. Ces cristaux

présentent une grande analogie avec ceux du même minéral provenant de Schneeberg (Tyrol) et décrits par M. J. Rumpf (*Tschermak, Mittheil.* 1874, 97). Les propriétés optiques sont celles de l'albite normale. Le même minéral se trouve dans les fentes des micaschistes de l'île de Groix en masses lamellaires ou en petits cristaux analogues à ceux de l'Oisans.

**Pyrénées.** — Dans les Pyrénées, l'albite est tout à fait identique comme formes à celle du Dauphiné; elle se présente généralement avec les mêmes associations.

*Basses-Pyrénées.* J'ai recueilli, dans les déblais du tunnel de Cambo (fissures du gneiss), de petits cristaux d'albite limpides du type I (fig. 2, 6, 8).

*Hautes-Pyrénées.* Les fentes des schistes paléozoïques métamorphisés par le granite de la Piquette déras lids ont fourni autrefois de magnifiques spécimens d'albite. Des échantillons de plusieurs décimètres carrés couverts de cristaux de ce feldspath en ont été extraits. Ils sont rarement incolores et limpides, le plus souvent ils sont d'un blanc laiteux, généralement serrés les uns contre les autres, et présentent souvent plus de 1<sup>cm</sup> de plus grande dimension; ils sont presque toujours associés à de l'asbeste, parfois à du quartz hyalin, de l'épidote, de l'axinite, de la calcite, etc.

Ils présentent les formes  $m$  ( $1\bar{1}0$ ),  $t$  ( $110$ ),  $g^1$  ( $010$ ),  $^2g$  ( $1\bar{3}0$ ),  $g^2$  ( $130$ ),  $a^1$  ( $\bar{1}01$ ), quelquefois  $a^{1/2}$  ( $\bar{2}01$ ) très réduite,  $b^1$  ( $\bar{1}\bar{1}2$ ) petite,  $b^{1/2}$  ( $\bar{1}\bar{1}1$ ),  $c^{1/2}$  ( $1\bar{1}1$ ),  $e^{1/2}$  ( $0\bar{2}1$ ) et  $i^{1/2}$  ( $021$ ) petites. Ils sont aplatis suivant  $g^1$  ( $010$ ) et correspondent aux types I et IV du Dauphiné. Les types II (fig 16) et III existent aussi, mais ils sont moins abondants que dans les Alpes; les macles suivant la loi de Carlsbad sont très fréquentes.

La caractéristique des cristaux de ce gisement consiste dans les groupements à axes parallèles d'un grand nombre d'individus. Ils ont lieu par empilement (avec pénétration) suivant l'axe vertical ou l'axe  $a$ . Ils donnent naissance à des groupements crévés parfois très confus et imprégnés d'asbeste. Souvent aussi, les cristaux portent sur leurs faces  $g^1$  ( $010$ ) des prolongements lamellaires, constitués par un grand nombre de petits cristaux très aplatis et orientés comme le cristal auquel ils servent d'enveloppe.

Ces lamelles n'ont pas de faces nettes, mais, quand on les fait miroiter devant une vive lumière, on obtient des réflexions régulières correspondant aux faces principales du grand cristal central. Parfois la régularité est plus grande et l'on peut constater que les lamelles extérieures présentent des formes nettes  $p$  ( $001$ ),  $m$  ( $110$ ),  $a^1$  ( $\bar{1}01$ ), et qu'elles sont constituées par de l'adulaire (fig. 50, page 111).

Des cristaux d'albite analogues à ceux qui viennent d'être décrits se trouvent dans les mêmes conditions aux pics de Montfaucon et d'Arbizon, ainsi qu'au quartier de montagne Lamassoye entre les pics d'Arbizon

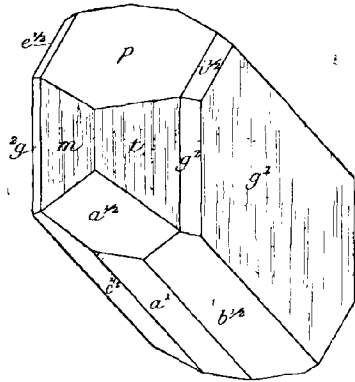


Fig. 16.

Albite de la Piquette déras lids (Type II).

et d'Espade (Charpentier, *op. cit.*, 272<sup>1</sup>), dans les fentes des schistes métamorphisés par le granite, enfin dans les fentes des schistes granulitisés du massif du pic du Midi de Bigorre (région du lac Bleu).

**Ariège.** J'ai recueilli dans l'Ariège de jolis cristaux transparents d'albite du type I, mais avec allongement suivant l'axe vertical et aplatissement très prononcé parallèlement à  $g^A$  (010). Ils se trouvent dans les fentes des schistes métamorphisés par le granite à la descente du port de Paillères vers Mijanès, sur le bord du chemin qui traverse le bois près du roc d'Encledous, si riche en gros cristaux de grenat (tome I, p. 224). Les échantillons d'albite se rencontrent dans les mêmes éboulis; ils sont quelquefois associés à de l'épidote. L'albite est plus rare avec les mêmes formes, au milieu des roches de contact du granite, au roc Blanc et au pic de Ginevra (sud-ouest de Quérigut).

**Vosges.** — [*Alsace*]. Delesse a signalé, dans les fentes du gabbro (euphotide) d'Odern, des cristaux d'albite associés à de l'axinite, de l'épidote, de la calcite, du quartz.

**Corse.** — L'albite, seule ou associée au quartz, forme de nombreux filonnets dans les schistes sériciteux et amphiboliques du N.-E. de la Corse. Ces filonnets, larges de quelques millimètres à 20<sup>cm</sup> au plus, coupent les strates ou sont interstratifiés au milieu d'elles, suivant alors toutes leurs ondulations. Ils présentent parfois des géodes dans lesquelles s'observent des cristaux nets de quartz et d'albite, souvent couverts de ripidolite. Je dois ces renseignements à l'obligeance de M. Nentien, qui m'a également fourni des échantillons provenant des localités suivantes, particulièrement intéressantes à ce point de vue : mine de Lancone, gorges de Bevines près Bastia (filonnets à l'entrée du travers-banc principal); le minéral exploité est de la chalcopyrite imprégnant des schistes amphiboliques. Les cristaux de ce gisement atteignent 2 à 3<sup>cm</sup> de longueur et forment de beaux échantillons de collection; ils sont souvent accompagnés de cristaux d'épidote. L'albite existe aussi sur la route de Vivario à Vezzani, en filonnets dans les schistes amphiboliques, au sud de la mine d'Ersa (cap Corse), et en d'autres endroits du cap Corse.

Je dois à M. Antoine quelques bons cristaux d'albite qu'il a recueillis près du couvent des moines de Saint-Antoine à environ 600 mètres de la ville de Bastia. Ils sont implantés sur des masses laminaires blanches

1. Le même auteur signale aussi le pic d'Ise. (Voir la note de la page 231 du tome I.)



du même minéral. J'ai observé sur ces cristaux les types I, II et III de l'Oisans. Les formes représentées par les figures 2 et 4 se groupent souvent en grand nombre à axes parallèles. Il n'est pas rare de trouver des cristaux de la figure 2, maclés suivant la loi de l'albite, dans lesquels  $b^{1/2}$  est très développée et  $p(001)$  réduite à de petites facettes. Au couvent Saint-Antoine, les fissures de la roche sont parfois remplies par de la ripidolite englobant des cristaux trapus d'albite maclés suivant la loi de l'albite et présentant les formes :  $p, m, g^1, g^2, {}^2g, a^1$ , etc., ou des cristaux aplatis suivant  $g^1(010)$ , allongés suivant l'axe vertical et maclés suivant la loi de Carlsbad. Ils atteignent 3 centimètres. Ces cristaux sont comparables comme genre de gisement à ceux de l'île de Groix cités plus haut.

**Ardennes.** — Les fentes du porphyroïde de Revin ont fourni des cristaux d'albite de 2 à 3<sup>mm</sup>, simples ou maclés suivant les lois de l'albite et de Carlsbad : ils sont aplatis suivant  $g^1(010)$  et ont les faces  $p(001)$  très développées avec en outre  $g^2(130)$ ,  ${}^2g(\overline{1}\overline{3}0)$ ,  $m(1\overline{1}0)$ ,  $t(110)$ ,  $a^1(\overline{1}01)$ ,  $e^{1/2}(0\overline{2}1)$ ;  $a^{1/2}(\overline{2}01)$ ,  $a^{3/4}(\overline{4}03)$  et  $b^1(\overline{1}\overline{1}2)$  sont moins développées (Franck., *Bull. Ac. Sc. Belg.* XXI. 603. 1891).

#### 4° Dans les filons métallifères.

Ce genre de gisement se rattache d'une façon intime au suivant, car, comme lui, il est dû à des circulations thermales ; je l'ai étudié à part cependant, parce que l'albite y est associée à quelques minéraux spéciaux.

**Pyrénées.** — *Basses-Pyrénées.* Je dois à l'obligeance de M. Braly d'intéressants échantillons recueillis dans le filon de blende qui, à Anglas près des Eaux-Bonnes, traverse les assises dévoniennes. L'exploitation est aujourd'hui interrompue.

L'un de ces échantillons renferme en grande quantité des cristaux blancs d'albite ayant environ 5<sup>mm</sup> de plus grande dimension dans leur face d'aplatissement  $g^1(010)$ ; ils ont la forme de lames losangiques (type IV de l'Oisans)  $p(001)$ ,  $g^1(010)$ ,  $m(1\overline{1}0)$ ,  $t(110)$ ,  $g^2(130)$ ,  ${}^2g(\overline{1}\overline{3}0)$ ,  $b^{1/2}(\overline{1}\overline{1}1)$ ,  $a^1(\overline{1}01)$ ; ils sont maclés suivant les lois de l'albite et de Carlsbad et associés dans une géode à de gros cristaux de blende noire, à du quartz hyalin, de la chlorite, de l'harmotome, etc. Beaucoup de ces cristaux offrent sur  $g^1(010)$  une gouttière semblable à celles de la fig. 12 (page 153). Ces cristaux sont à comparer, comme forme et mode de gisement, à la *zygadite* d'Andreasberg (Hartz).

*Ariège.* Durocher a signalé (*A. M.* VI. 82. 1844) des cristaux

d'albite accompagnés de calcite, sidérose, oligiste et pyrite, à l'entrée de la mine de fer de Rancié près Vicdessos. Je n'ai pu les retrouver.

**Alpes.** — *Savoie.* Les plus beaux cristaux d'albite qui aient été trouvés en France proviennent des mines de galène de Pesey près Moutiers en Tarentaise. Le filon situé entre le trias et le permien n'est malheureusement plus exploité depuis de longues années. L'albite, en grands cristaux, est limpide et associée à du quartz hyalin, à des rhomboédres de dolomie. Les cristaux de ce gisement offrent une grande analogie avec ceux de Schmirn. Ils ont la forme du type IV de l'Oisans, mais sont toujours un peu allongés suivant l'axe vertical; parfois l'arête  $pb^{1/2}$  est plus longue que l'arête  $pg^1$ . Tous les cristaux que j'ai observés présentent la double macle de l'albite et de Carlsbad. Leurs formes sont  $p$  (001),  $g^1$  (010),  $m$  ( $\bar{1}\bar{1}0$ ),  $t$  (110),  $^2g$  ( $\bar{1}\bar{3}0$ ),  $g^2$  (130),  $a^1$  ( $\bar{1}01$ ),  $e^{1/2}$  ( $0\bar{2}1$ ),  $b^{1/2}$  ( $\bar{1}\bar{1}1$ ) et souvent  $c^{1/2}$  ( $1\bar{1}1$ ),  $i^{1/2}$  (021). Les groupements à axes parallèles sont très fréquents (fig. 12).

5° *Dans les roches sédimentaires et en particulier dans les calcaires.*

a) *Comme produit de métamorphisme formé au contact des diabases (ophites) et de la lherzolite.*

**Bretagne** — L'albite a été signalée à l'état microscopique dans les grès et schistes sédimentaires de contact des diabases (adinoles, spilosites) : elle est le plus souvent assez mal individualisée pour que l'analyse chimique soit nécessaire pour établir sa présence (roches siluriennes métamorphisées par les diabases du Menez-Hom, massif séparant la presqu'île de Crozon du reste du Finistère (Barrois : *B. C. F.* n° 7. 41. 1889)).

**Pyénées.** — Dans les contacts des ophites et de la lherzolite pyrénéennes,

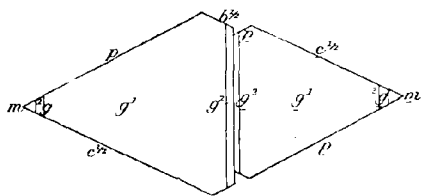


Fig. 17.

Silhouette de la face  $g^1$  (010) de l'un des groupes d'individus de la macle de Carlsbad : il est formé par deux cristaux maclés entre eux suivant la loi du Roc Tourné (Pouzac).

au contraire, l'albite est parfaitement cristallisée, toujours en cristaux distincts, remarquables par la netteté et la constance de leur forme. Elle constitue l'un des minéraux caractéristiques de ces contacts, et particulièrement de ceux des ophites. Dans ces derniers, elle est souvent associée au dipyre, à la leuchtenbergite, au quartz. Ses cristaux dépassent rarement 1<sup>cm</sup> 5 de plus grande dimension; plus rarement encore ils sont microscop-

piques : leur taille moyenne est de 5<sup>mm</sup> environ. Ils présentent toujours les mêmes formes ; ils sont aplatis suivant  $g^4$ , avec les macles de l'albite, de Carlsbad et du Roc Tourné ; ils correspondent au type II établi plus loin pour les cristaux de Modane ; leur forme de losanges aigus d'environ 52° leur est donnée par la prédominance des faces  $p$  (001),  $b^{1/2}$  ( $\bar{1}\bar{1}1$ ) et  $c^{1/2}$  ( $1\bar{1}1$ ) (fig. 17). La face  $g^4$  (010) présente une gouttière fermée par les faces  $g^2$ ,  $\bar{g}^2$ . Ces cristaux sont généralement incolores dans les calcaires blancs ; ils fixent le pigment coloré dans les calcaires noirs ; plus rarement, ils sont noirs dans des calcaires parfaitement blancs, dont ils ont absorbé toute la matière colorante originelle.

J'ai décrit en détail tous les gisements qui suivent, dans mon mémoire sur les phénomènes de contact de la lherzolite et des ophites (*B. C. F.* n° 42. 1895).

*Basses-Pyrénées.* Au pied du Mouu caou, près des bains de Durrieu (hameau de Hourat en Louvie-Juzon), les calcaires sont devenus très cristallins et se chargent d'une quantité considérable de cristaux d'albite ayant de 2 à 5<sup>mm</sup> de plus grande dimension. Ce sont eux qui se trouvent dans les collections et qui ont été signalés par von Lasaulx (*Z. f. K.* V. 341. 1880) sous le nom d'albite du mont Cau ou du cirque du Pé de Hourat, d'après des échantillons recueillis par M. de Limur.

J'ai trouvé en place ce minéral au contact immédiat de la lherzolite dans le quartier d'Escambelé entre le petit sentier forestier et le ruisseau du Bazet, qui coule en contre-bas à quelques mètres du sentier. L'albite ne se développe que jusqu'à une trentaine de mètres de la lherzolite ; elle se trouve dans un calcaire blanc, en cristaux tantôt blancs, tantôt d'un noir bleuâtre ; dans un même bloc, les cristaux ont toujours la même couleur ; ils sont associés à de la pyrite en cristaux très nets, à de la phlogopite, généralement incolore, et à de la leuchtenbergite, également incolore ou légèrement verdâtre.

Les cristaux sont distribués d'une façon quelconque dans le calcaire ; ils sont parfois extrêmement abondants. On les voit aussi former des couronnes concentriques à des nodules cristallins jaune rougeâtre qui, au microscope (fig. 18), se montrent exclusivement formés par de l'albite, de la phlogopite jaune rougeâtre et du sphène épigénisant de l'ilménite. Ces nodules sur leurs bords passent d'une façon insensible au calcaire ; ils doivent être le résultat du métamorphisme de galets de composition différente du calcaire et originaire-

ment englobés par celui-ci. Les cristaux d'albite qui les constituent ne renferment aucune des inclusions charbonneuses qui abondent dans les cristaux d'albite de la couronne périphérique.

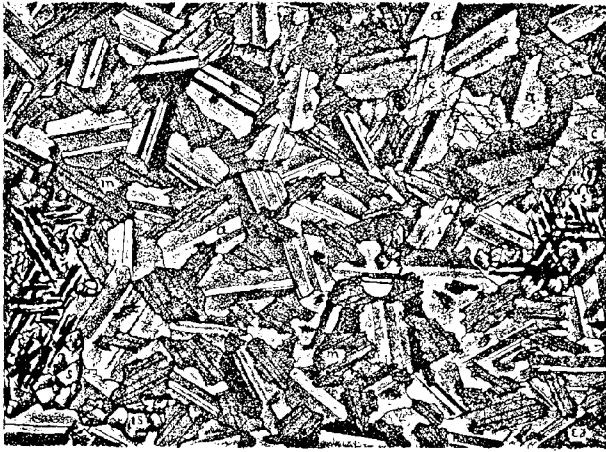


Fig. 18.

Lame mince d'un nodule à albite du calcaire du Moun caou. L'albite (a) est accompagnée de phlogopite (m) et d'idiomorphe se transformant en sphène (s).

J'ai recueilli un bloc de calcaire très cristallin ayant à son centre un fragment de calcaire compact blanc jaunâtre qui avait échappé au métamorphisme.

Ce gisement est celui des Pyrénées qui fournit en plus grande abondance les plus beaux cristaux d'albite des calcaires métamorphiques. Les cristaux apparaissent en relief sur les surfaces exposées à l'air.

M. des Cloizeaux a signalé (*op. cit.*, 324) l'albite dans des calcaires en contact avec l'ophite d'Asté-Béon (vallée d'Ossau). Le même minéral existe comme élément microscopique dans un calcaire situé dans les mêmes conditions à Castel, entre Asté-Béon et Louvie-Juzon.

L'albite se rencontre aussi dans les calcaires triasiques au contact de l'ophite du clocher de Bédous, dans ceux de la tranchée du chemin de fer qui précède le tunnel de Villefranque, sur la voie de Bayonne à Ossès (avec dipyre et quartz), dans les calcaires en contact avec l'ophite située sur le bord de la mer entre Biarritz et Caseville (avec dipyre et quartz) (Beaughey, *B. S. M.* XIII. 57. 1890). Elle est peu abondante dans les gypses à tourmaline de Lys.

*Hautes-Pyrénées.* J'ai décrit (*B. S. M.* XI. 70. 1888) les cristaux

d'albite trouvés par M. Frossard dans un bois de hêtres sur la route de La Serre de Pouzac à Bagnères : d'un blanc laiteux, ils ont un ou deux millimètres, sont engagés avec leuchtenbergite et quartz dans un calcaire jaune; sur la route de Palomières, ils sont noirs et atteignent 4<sup>mm</sup>.

*Haute-Garonne.* C'est à M. Gourdon que je dois la connaissance de cristaux blancs d'albite engagés dans un calcaire jaunâtre du cap de Mont (Saint-Béat). Le même minéral, en cristaux blancs, se trouve dans la carrière de Rié. Il constitue, avec apatite, fuchsite et fluorine, des masses vertes bordées de violet qui, par leur couleur, tranchent sur la blancheur du marbre. On y trouve aussi fréquemment, comme élément microscopique, du rutile, de la pyrite, du quartz. La coloration verte est due à la fuchsite, la violette à la fluorine, qui est l'élément formé le dernier et qui englobe tous les autres en cristaux nets, y compris la calcite. Dans les collections minéralogiques, les échantillons de cette roche sont indiqués sous les noms les plus fantaisistes.

*Ariège.* Des cristaux d'albite accompagnent le dipyre dans la vallée de Bethmale près de Bordes-sur-Lez (M. Gourdon). Enfin j'ai rencontré de gros cristaux du même minéral associés à du quartz et à de jolies rosettes de leuchtenbergite, dans un calcaire dolomitique des carrières d'Arnavé. Ils sont généralement un peu jaunâtres.

**Algérie.** — *Alger.* L'albite en cristaux identiques à ceux des Pyrénées se trouve dans les gypses algériens associés à des ophites. Elle y accompagne la tourmaline, le dipyre, la phlogopite, le rutile, la pyrite. MM. Curie et Flamand l'ont signalée à Noisy-les-Bains (*Roch. érupt. d'Algérie.* 1889). Je l'ai observée avec leuchtenbergite, pyrite, quartz et tourmaline verte dans les résidus du traitement par les acides du calcaire de l'Arba (Oued-Djemmah) que m'a remis M. Delage. M. Gentil me l'a aussi signalée à Rovigo (vallée de l'Oued Hauach) et surtout à Letourneux, dans des calcaires en blocs au milieu du gypse. Les cristaux y atteignent 1<sup>cm</sup>.

*Oran.* M. Gentil a trouvé, dans les calcaires jaunes de l'Oued Madar, de petites lamelles d'albite accompagnées de tourmaline et de quartz. (*B. S. M.* XVIII. 25. 1896).

b) *En dehors de l'action de roches éruptives.*

Les cristaux formés dans les calcaires sédimentaires en dehors de

l'action des roches éruptives présentent les mêmes formes que ceux qui viennent d'être étudiés au contact des ophites et de la lherzolite. Je n'ai à les signaler que dans les Alpes. J'ai fait remarquer toutefois (B. C. F. n° 42. 1895) que pour quelques gisements alpins l'absence complète de liaison entre la production de l'albite et l'action sur les calcaires de roches éruptives a besoin d'une confirmation, car, aux environs de Modane et au mont Jovet en Tarentaise, il existe, au voisinage des calcaires à albite, des euphotides qui semblent leur être postérieures. N'ayant pas étudié sur place ces gisements, je me borne à poser la question, qui est intéressante<sup>1</sup>.

Quoi qu'il en soit, il n'est pas douteux que, dans les Alpes comme dans les Pyrénées, l'albite de ces roches soit d'origine hydrothermale et que ce minéral ait pris naissance par les mêmes réactions chimiques. Ce fait, joint à la communauté du milieu calcaire dans lequel s'est effectuée la cristallisation, permet de comprendre l'identité des formes et des macles des cristaux d'albite de ces divers gisements.

Ils sont aplatis suivant  $g^A$  (010) et présentent la macle du Roc Tourné. Suivant les gisements, ils correspondent au type I ou au type II établis page 165. Les deux types coexistent quelquefois dans la même localité.

En outre des gisements qui vont être décrits et qui fournissent des cristaux *macroscopiques* d'albite, Lory a fait voir que tous les calcaires triasiques des Alpes françaises renferment le même minéral comme élément *microscopique* (B. S. G. XV. 43. 1816). Il a notamment cité à ce point de vue le marbre triasique de l'Étroit de Siex, entre Moutiers et Anne en Tarentaise; il a fait voir en outre que la présence de ces cristaux n'était nullement liée à la cristallinité générale du trias alpin, car ils existent aux environs de Grenoble, dans les dolomies triasiques de Vizille, d'Allevard, dans l'infralias à *Avicula contorta* recouvrant le gypse des carrières de Champ près Vizille, dans les septarias oxfordiens à géodes de Meylan, dans le lias supérieur à Vilette en Tarentaise et enfin dans les calcaires nummulitiques de Montricher près Saint-

1. La même observation peut être faite au sujet d'un intéressant gisement signalé par M. Issel (C. R. CX. 420. 1890) aux environs de Rovergno, sur la Trebbia près Pavie; des cristaux d'albite se sont formés dans des calcaires éocènes, alternant avec des roches vertes (serpentine, euphotide). Ils englobent parfois des foraminifères. J'ai pu en examiner des échantillons, grâce à l'obligeance de M. Issel; ils sont semblables à ceux des Alpes.

Jean-de-Maurienne (*C. R.* CV. 99. 1887). Ce fait concorde avec les observations consignées page 108 au sujet de l'orthose.

**Alpes.** — *Massif du mont Blanc.* — *Haute-Savoie.* Des cristaux d'albite ont été, pour la première fois, signalés par A. Brongniart (*Tr. Minér.* I. 362. 1807), d'après Brochant de Villiers, dans un calcaire compact d'un blanc jaunâtre au Tovasset (col du Bonhomme), sur le chemin de Courmayeur. Les formes de ces cristaux ont été décrites par M. des Cloizeaux (*op. cit.*, I. 320), puis par G. Rose (*P. A.* CXXV. 457. 1865), ils présentent  $g^1$  (010),  $m$  (1 $\bar{1}$ 0),  $t$  (110),  $p$  (001),  $a^1$  ( $\bar{1}$ 01),  $a^{3/4}$  ( $\bar{4}$ 03), sont aplatis suivant  $g^1$  (010) (fig. 19, d'après M. des Cloizeaux) et maclés suivant les lois de l'albite et du Roc Tourné (voir plus loin, type I) et parfois de Carlsbad; les deux groupes d'individus de cette dernière macle ont en général une épaisseur et parfois des formes différentes. Je n'ai eu l'occasion d'étudier qu'un seul échantillon du calcaire du col du Bonhomme: les cristaux, dégagés par les acides, constituent de petites lamelles ayant environ 0<sup>mm</sup>25 de plus grande dimension dans  $g^1$ ; ils présentent les formes  $p$  (001),  $g^1$  (010),  $m$  (110),  $g^2$  (130),  $^2g$  (1 $\bar{3}$ 0),  $a^1$  ( $\bar{1}$ 01),  $a^{3/4}$  ( $\bar{4}$ 03),  $b^{1/2}$  ( $\bar{1}$ 11),  $c^{1/2}$  ( $\bar{1}$ 11): tantôt  $p$  et  $c^{1/2}$  sont également développées (type de la figure 18), tantôt les cristaux sont allongés suivant  $g^1$   $c^{1/2}$ . Les macles de Carlsbad ne sont pas rares.

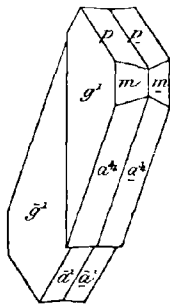


Fig. 19.

Albite du col du Bonhomme  
(Macle du Roc Tourné).

*Savoie.* Les gisements de Modane en Maurienne sont ceux qui, dans les Alpes, fournissent les plus gros cristaux d'albite. Ils ont été signalés par Brochant de Villiers (*J. M.* V. 234. 1808) et ont été depuis lors souvent étudiés [des Cloizeaux (*B. S. G.* XVIII. 804. 1861; *op. cit.*, I), Lory (*B. S. G.* XVIII. 732. 804, XXII. 54, notes 1864, XV. 43, 1886), G. Rose (*P. A.* CXXV. 457. 1865, etc.)].

Les plus grands cristaux se trouvent dans le calcaire blanc ou gris du Roc Tourné, du rocher des Amoureux près du Bourget; des cristaux plus petits, noirs, se rencontrent non loin de là dans les calcaires noirs de Villarodin, en relation avec le gypse. C'est ce dernier qui est à proximité d'un pointement d'euphotide auquel j'ai fait allusion plus haut. Des cristaux d'albite se rencontrent dans la vallée de l'Arc, en amont des gisements précédents, au delà du fort de l'Esseillon, mais en aval de Bramans.

J'ai eu l'occasion d'étudier plusieurs milliers de cristaux du Roc Tourné, provenant de la dissolution d'une centaine de kilogrammes de calcaire qu'a bien voulu me faire ramasser M. le C<sup>el</sup> Ply. Je n'y ai trouvé aucune face nouvelle, mais j'ai rencontré, dans les macles, de nombreuses particularités intéressantes à ajouter à celles qui ont été indiquées par M. des Cloizeaux et par G. Rose. Les fig. 20, 21, 25 à 29 sont empruntées au mémoire de ce dernier ; j'ai dessiné les autres d'après les cristaux que j'ai personnellement étudiés.

Tous les cristaux de Modane présentent au moins les doubles macles de l'albite et du Roc Tourné. On a vu, page 128, que la macle du Roc Tourné pouvait être considérée comme une double macle de l'albite :

deux groupes de cristaux maclés suivant cette dernière loi étant maclés entre eux par rotation de 180° autour d'un axe normal à  $g^1$  (010), avec pénétration irrégulière

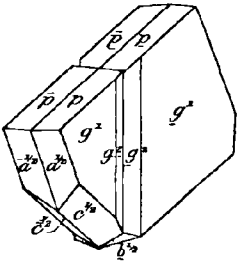


Fig. 20.

Macle du Roc Tourné, clivée suivant les faces  $p$ .

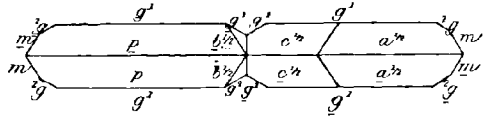


Fig. 21.

Projection sur un plan perpendiculaire à l'axe vertical de la macle du Roc Tourné.

et non accolement régulier comme dans la fig. théorique 21 ; tous les individus de la macle ont un même axe vertical ; les faces  $g^1$  (010) sont sur le

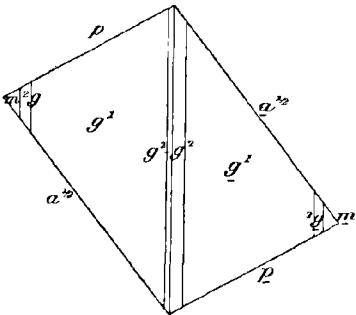


Fig. 22.

Macle suivant la loi du Roc Tourné (type I), silhouette de  $g^1$  (010) <sup>1</sup>.

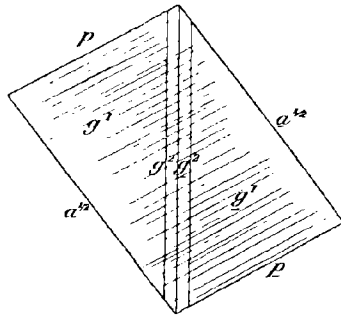


Fig. 23.

même plan ou parallèles entre elles ; sur  $g^1$  (010), les traces de  $p$  (001) de

1. Afin de ne pas compliquer ces figures et les suivantes, on a indiqué seulement les contours de la face  $g^1$ , sans projeter sur le plan  $g^1$  les faces  $b^1/2$ ,  $c^1/2$ ,  $p$ .



tous les individus sont parallèles. Quand on brise un cristal (fig. 20), on constate que les faces  $p$  et  $\bar{p}$  font un angle rentrant ; les faces  $p$  et  $\bar{p}$  un angle saillant ; les plans  $\bar{p}$  et  $p$ ,  $p$  et  $\bar{p}$  ont respectivement la même orientation. La fig. 21 représente une projection sur un plan perpendiculaire à l'axe vertical de la fig. 20.

On observe dans les cristaux qui nous occupent les deux types suivants :

Type I. Les cristaux de ce type présentent toujours les faces  $g^1$  (010),  $g^2$  (130) [en gouttière sur  $g^1$  (010)],  $p$  (001) et  $a^{1/2}$  ( $\bar{2}01$ ) ; ils ont la forme de petites lamelles parallélépipédiques (fig. 22 et 23) ; les faces  $m$  ( $\bar{1}\bar{1}0$ ),  $^2g$  ( $\bar{1}\bar{3}0$ ) existent souvent, mais elles sont très petites. Les cristaux de ce type sont de petite taille (0<sup>cm</sup>3 à 0<sup>cm</sup>5 dans  $g^1$  (010)).

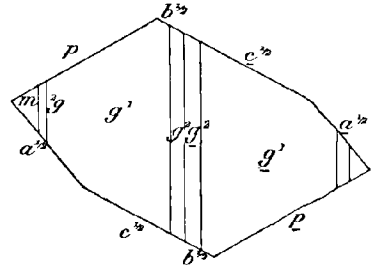


Fig. 24. Macle suivant la loi du Roc Tourné, silhouette de  $g^1$  (010). (Type I).

Parfois on voit apparaître les faces  $c^{1/2}$  ( $\bar{1}\bar{1}1$ ) et  $b^{1/2}$  ( $\bar{1}\bar{1}1$ ) (fig. 24). Quand elles deviennent très développées, le cristal s'allonge suivant une arête  $g^1 c^{1/2}$  (010) ( $\bar{1}\bar{1}1$ ) ; ces cristaux sont souvent plus gros et plus épais que les précédents : ils atteignent 1<sup>cm</sup> dans  $g^1$  (010).

Type II. Dans le type II,  $a^{1/2}$  ( $\bar{2}01$ ) est très réduite et même le plus souvent disparaît complètement. Les cristaux ont la forme de losanges allongés (fig. 31) ; ils présentent la particularité d'être toujours maclés

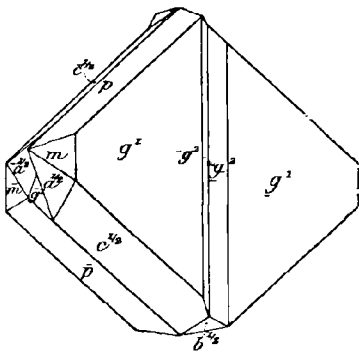


Fig. 25.

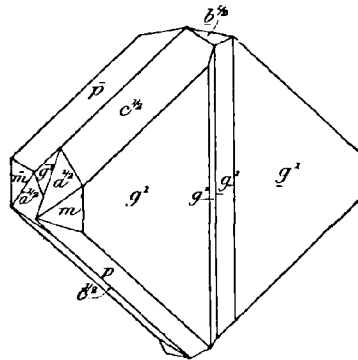


Fig. 26.

Macle suivant la loi de Carlsbad de deux groupes de cristaux maclés, suivant la loi du Roc Tourné et de l'albite.

suivant la loi de Carlsbad en même temps que suivant celle de l'albite.

Les faces  $c^{1/2}$  ( $1\bar{1}1$ ) sont très développées et autant que les faces  $p$  (001); les cristaux ont alors la forme de losanges presque réguliers (fig. 25 et 26). Les cristaux de ce genre sont ceux qui atteignent les

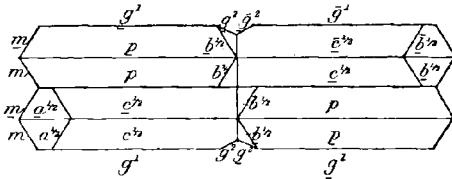


Fig. 27.

Projection sur un plan perpendiculaire à l'axe vertical d'une macle triple suivant la loi de l'albite du Roc Tourné et de Carlsbad.

et qu'ils peuvent même disparaître complètement; ce sont alors les

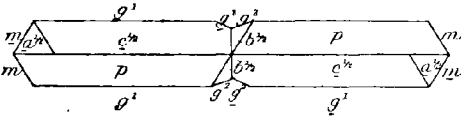
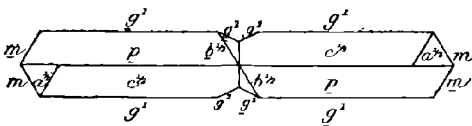


Fig. 28 et 29.

Mêmes figures que fig. 22, avec disposition de deux couples intérieurs de l'assemblage.

plus grandes dimensions; ils dépassent souvent 2<sup>cm</sup> de longueur dans  $g^1$  (010).

G. Rose a fait remarquer que dans la macle de Carlsbad les deux individus contigus de la macle de l'albite sont généralement peu développés et qu'ils peuvent même disparaître complètement; ce sont alors les cristaux extérieurs qui déterminent l'aspect du groupement, et, quand les cristaux intérieurs ont complètement disparu, on observe la forme représentée par les fig. 28 et 29. On constate que la macle est bien une macle de Carlsbad en regardant le cristal par transparence à travers  $g^1$ , on voit alors le cli-

vage  $p$  des deux individus se couper suivant un angle d'environ 128°. Dans ces macles, l'accolement de la macle de Carlsbad se fait, tantôt par la face  $g^1$  (010) droite (fig. 26), tantôt par la face  $g^1$  (010) gauche (fig. 25).

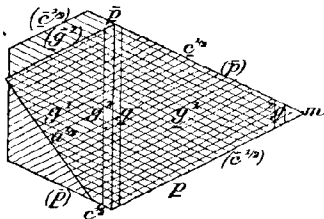


Fig. 30.

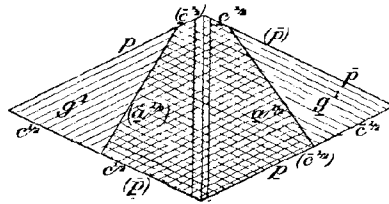


Fig. 31.

Macle triple de l'albite du Roc Tourné et de Carlsbad ne présentant pas les mêmes formes dans les individus composants (silhouette de  $g^1$  (010)). Les notations entre ( ) correspondent au groupe inférieur de la macle de Carlsbad.

Tandis que, dans les calcaires des Pyrénées, les cristaux offrant les

macles triples présentent une grande régularité, ceux de Modane, au contraire, montrent de grandes variations, qui tiennent au développement inégal des faces  $m$  ( $1\bar{1}0$ ),  ${}^2g$  ( $1\bar{3}0$ ),  $b^{1/2}$  ( $\bar{1}\bar{1}1$ ),  $c^{1/2}$  ( $\bar{1}\bar{1}1$ ), à l'absence ou à la présence des faces  $a^{1/2}$  ( $\bar{2}01$ ). Enfin les quatre paires de cristaux maclés suivant la loi de l'albite n'ont pas nécessairement les mêmes faces (fig. 30 et 31).

J'ai observé souvent des macles de ce genre formées par l'empilement, suivant l'axe vertical, de plusieurs de ces groupes, individuellement variés de forme (fig. 32) et donnant des assemblages en forme de dents de scie.

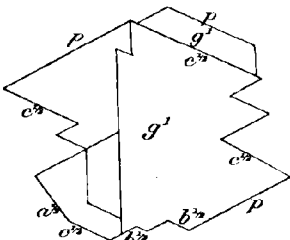


Fig. 32.

Empilement suivant l'axe vertical de cristaux d'albite présentant la triple macle. Silhouette  $g^1$  (010).

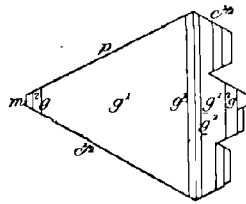


Fig. 33.

Macle à extrémités dissymétriques. Silhouette  $g^1$  (010) [Groupe supérieur des individus de la macle de Carlsbad].

Dans d'autres cas, la partie antérieure du groupement est développée normalement et la partie postérieure atrophiée (fig. 33).

Macle, suivant la loi du Roc Tourné, d'une macle double (lois de l'albite et de Carlsbad) et d'une macle simple suivant la loi de l'albite. — Je n'ai trouvé que peu d'échantillons de ce curieux groupement; il diffère des groupements triples habituels en ce que la partie antérieure est constituée par une seule macle de l'albite ayant l'épaisseur du groupement de Carlsbad de l'extrémité postérieure. En général, cette macle de l'albite a la forme des macles simples, c'est-à-dire que  $a^{1/2}$  y est très développée. Ces groupements ont un aspect dissymétrique représenté par la fig. 34.

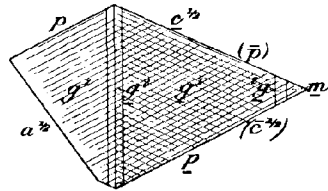


Fig. 34.

Macle suivant la loi du Roc Tourné d'une macle double (macle de l'albite et de Carlsbad) et d'une macle de l'albite.

Macle quadruple. — J'ai observé un seul cristal atteignant dans  $g^1$  (010) 3<sup>cm</sup> et dont la projection est représentée par la fig. 35.

C'est une macle triple avec disparition des individus centraux et qui à sa partie postérieure est composée par trois cristaux dont les deux

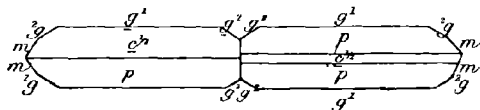


Fig. 35.

Projection sur un plan perpendiculaire à l'axe vertical d'une macle quadruple différant des macles représentées par les fig. 28 et 29 par l'adjonction d'un cinquième cristal maclé avec le cristal de gauche (en bas) suivant la loi de Carlsbad avec accolement suivant un plan perpendiculaire à  $g^1$  (010).

extérieurs possèdent la même orientation. Le cristal supplémentaire  $p'$  est donc maclé avec le cristal  $p$  suivant la loi de Carlsbad, mais avec plan de pénétration perpendiculaire à

$g^1$  (010). Ce groupement apparaît sur la face  $g^1$  grâce aux clivages.

G. Rose a signalé dans l'albite de Modane un clivage suivant  $b^{1/2}$  ( $\bar{1}\bar{1}\bar{1}$ ).

Les cristaux d'albite sont distribués dans le calcaire d'une façon quelconque ; on les trouve parfois associés, dans des veines ou filons, à des rhomboédres de dolomie, des cristaux de quartz hyalin dépourvus de faces prismatiques. Ils renferment souvent des inclusions de rutile, qui les colorent en noir. Dans le résidu du traitement du calcaire par un acide, j'ai trouvé des cristaux de rutile, de sphène, de pyrite.

Des filonnets de quartz ayant quelques centimètres d'épaisseur sont recouverts de cristaux d'albite à leur contact avec le calcaire. L'examen microscopique de ce quartz fait voir qu'il englobe des cristaux d'albite et qu'il est très riche en inclusions liquides à bulle mobile et à cristaux cubiques de sel gemme.

Dans des calcaires jaunes ou noirs du fort de l'Esseillon, j'ai observé de petits cristaux noirs d'albite offrant une forme différente de ceux qui viennent d'être décrits : ils sont très allongés suivant l'axe vertical, formés par les faces  $m$  ( $1\bar{1}0$ ),  $t$  (100),  $p$  (001),  $a^1$  ( $\bar{1}01$ ), avec ou sans  $g^1$  (010). Quand cette face manque ils ont l'aspect de l'adulaire.

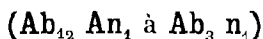
M. Sella a signalé (*A. Lincei*, IV. 454. 1884) dans le gypse du glacier de Gébroulaz, près du chalet du Saut, des cristaux d'albite associés à de la *sellaïte*, de la *fluorine*, de l'*anhydrite*, du *soufre*, de la *dolomie*, du *quartz* et de la *célestine*. Ils sont rares, aplatis suivant  $g^1$  (010) et présentent les macles de l'albite avec les formes :  $p$  (001),  $g^1$  (010),  $t$  (110),  $m$  ( $1\bar{1}0$ ),  $g^3$  (120),  $g^2$  (130),  ${}^2g$  ( $\bar{1}\bar{3}0$ ),  $g^{3/2}$  (150),  $a^1$  ( $\bar{1}01$ ),  $b^{1/2}$  ( $\bar{1}\bar{1}\bar{1}$ ),  $c^{1/2}$  ( $\bar{1}\bar{1}\bar{1}$ ).

Enfin A. Favre a observé dans les calcaires triasiques du mont Jovet à l'est de Moutiers en Tarentaise (*Recherches géol. sur la Savoie*, III. 230. 1867) des cristaux d'albite blancs dans les calcaires blancs, noirs dans les calcaires noirs. Il attribue leur formation à l'action des roches vertes (serpentines) voisines. C'est là le second gisement dont l'étude

devrait être reprise au sujet de la recherche de l'origine de l'albite.

## OLIGOCLASES

OLIGOCLASE-ALBITE, OLIGOCLASE, OLIGOCLASE-ANDÉSINE



$$m = 7,7 \text{ à } 25$$

Triclinique :  $m t = 120^\circ 54'$  (*oligoclase v. Rath*).

$$b : c : h = 1000 : 998,95 : 466,63. D = 844,86. d = 534,00.$$

$$\text{angle plan de } p = 115^\circ 23'$$

$$\text{angle plan de } m = 106^\circ 25'$$

$$\text{angle plan de } t = 101^\circ 4'$$

$$\left[ \begin{array}{l} a : b : c = 0.63206 : 1 : 0.55239 \\ yz = 93^\circ 4' \quad zx = 116^\circ 22' \quad xy = 90^\circ 4' \\ X = 93^\circ 28' \quad Y = 116^\circ 25' \quad Z = 91^\circ 37' \end{array} \right]$$

Les mesures données par M. des Cloizeaux (*op. cit.*, I. 312) ont été prises sur l'oligoclase-andésine d'Arendal.

*Formes observées et macles.* Dans un seul gisement, j'ai observé des cristaux à forme de péricline : en général, ces feldspaths ne se rencontrent qu'en masses laminaires dans lesquelles l'examen microscopique montre les macles de l'albite, de Carlsbad, de la péricline.

*Clivages.* Clivage  $p$  (001) parfait, moins facile suivant  $g^4$  (010), imparfait suivant  $m$  (1 $\bar{1}$ 0), parfois (Penfield. *Z. K.* XXIII. 262. 1894) plans de séparation suivant ( $b^4 d^4 / g^4$ ) ( $\bar{1}21$ ) : l'angle  $p x = 92^\circ 35'$  ; sur  $p$ , la trace de ce clivage fait avec la trace de  $g^4$  un angle de  $38^\circ 1'$ .

*Dureté.* 6.

*Densité.* 2,635 à 2,671 ; 2,635. ol.-albite du Tuc d'Ess.

*Coloration et éclat.* Incolore, blanc laiteux, rosée, rouge ou verdâtre (altération). Transparent ou translucide. Éclat vitreux, nacré sur  $p$  (001).

*Inclusions.* La pierre de soleil doit ses reflets à des inclusions lamellaires d'oligiste régulièrement orientées.

*Propriétés optiques.* Voir page 135. M. des Cloizeaux a observé une dispersion assez forte  $\rho < \nu$  autour de  $n_g$  avec *dispersion tournante* notable d'un côté et faible de l'autre, combinée avec *dispersion inclinée* plus ou moins forte.

Les données suivantes ont été fournies par des oligoclases étudiées plus loin <sup>1</sup>.

		Tng	Sup	2 H	2 V	Extinctions sur		Densité
						p (001)	g <sup>4</sup> (010)	
Oligoclase-albite	Tuc d'Ess	6°	84°	»	voisin de 90°	»	8°30' à 11'	»
	Vallée de Lesponne	»	»	»	»	1° à 3°	5° à 7°	»
	Guyane	»	»	93°30'	»	1° à 2°	5° à 7°	»
Oligoclase	Guyane	4 à 5°	88° à 89°	92°6' à 93°40'	»	1° à 2°	»	2,607 à 2,616
	Molompize	0°30' à 1°30'	2° à 86°	2 H <sup>2</sup> O 97°10'	»	»	»	»
		Sng	Tnp					
Oligoclase-andésine	Alagnon	0° à 1°30'	70° à 72°	»	»	»	»	2,640 à 2,646
	Vidalenc	5° à 6°	77°	»	90° env.	»	»	2,638 à 2,643
	Oudon	»	»	94° env.	»	1° à 1°30'	5° à 7°	»

*Composition chimique.* Voir page 130.

Analyse de l'oligoclase-andésine de la vallée d'Alagnon par M. Fouqué (*op. cit.*, 363).

Si O <sup>2</sup> . . . . .	62,4
Al <sup>2</sup> O <sup>3</sup> . . . . .	22,8
Ca O . . . . .	7,0
Na <sup>2</sup> O . . . . .	8,4
K <sup>2</sup> O . . . . .	0,5
	101,1

Je donne comme documents les analyses suivantes faites par divers auteurs sur des oligoclases de gisements français, que je ne puis classer exactement en l'absence de propriétés optiques : ces analyses anciennes ont dû être faites sur des matériaux impurs, autant, du moins, que l'on peut en juger par l'examen des feldspaths de roches similaires provenant des mêmes régions.

Analyses : a) de l'oligoclase de l'Ariège, par Laurent (*in Dx. op. cit.*, 315);

b) de l'oligoclase bleu verdâtre de la protogine des Alpes, par Delesse (*B. S. G. VI. 234. 1849*);

c) De l'oligoclase de la kersantite de Vissembach, par Delesse (*B. S. G. VII. 705. 1850*):

	a)	b)	c)
Si O <sup>2</sup> . . . . .	62,6	63,25	63,88
Al <sup>2</sup> O <sup>3</sup> . . . . .	24,6	23,92	22,27
Fe <sup>2</sup> O <sup>3</sup> . . . . .	0,1	»	0,51
Na <sup>2</sup> O . . . . .	8,9	6,88	6,66
K <sup>2</sup> O . . . . .	»	2,31	1,21
Ca O . . . . .	3,0	3,23	3,45
Mg O . . . . .	0,2	0,32	»
Perte	»	»	0,70
	99,4	99,91	98,68

1. Voir la note de la page 176.

*Altérations.* Les altérations sont les mêmes que celles de l'albite; la kaolinisation y est moins fréquente.

### GISEMENTS ET ASSOCIATIONS

L'*oligoclase-albite* et l'*oligoclase* paraissent être moins répandues que l'*oligoclase-andésine*, au moins dans les gisements passés en revue ici. Ces feldspaths se rencontrent :

- 1° Dans les roches éruptives;
- 2° Dans les schistes cristallins.

1° *Dans les roches éruptives.*

a) *Dans les roches granitiques.*

D'après des observations que M. Fouqué a bien voulu me communiquer, l'*oligoclase-albite* et l'*oligoclase* sont beaucoup moins abondantes dans les granites qu'on ne le suppose généralement; les feldspaths tricliniques dominants de ces roches sont surtout l'*oligoclase-andésine* et l'*andésine-oligoclase*.

L'*oligoclase-albite* a été trouvée notamment dans le granite d'Esquiers près Perz et de Saint-Exupéry (*Corrèze*), dans celui du Creach-Saint-André en Saint-Pol (*Finistère*); l'*oligoclase*, dans celui de Flamanville (*Manche*), de Huelgoat dans le *Finistère* (associée à l'albite).

Ces oligoclases manquent souvent dans le granite à amphibole, qui renferme des feldspaths plus basiques.

Dans les granites, les plagioclases sont rarement homogènes et les cas de feldspaths zonés sont presque la règle, l'orthose ou le microcline leur sont postérieurs.

Par contre, dans les granulites et les pegmatites, l'*oligoclase* est très fréquente, tantôt seule (Fleurie (*Rhône*) etc.), tantôt associée à l'*oligoclase-albite*, à l'*oligoclase-andésine* (Saint-Prix-sous-Beuvray (*Saône-et-Loire*), etc., Pont-du-Vernet (*Cantal*), etc.) ou à l'albite.

C'est dans les pegmatites que peuvent être recueillis des échantillons bien individualisés de ces feldspaths. Je signalerai spécialement à cet égard les gisements suivants, dont j'ai pu étudier des échantillons. C'est à cette catégorie qu'appartiennent notamment les feldspaths des pegmatites à pyroxène et sphène endomorphisés à leur contact avec les schistes cristallins basiques.

**Bretagne.** — *Loire-Inférieure.* Les feldspaths des pegmatites tra-

versant les gneiss à dipyre de la carrière de l'Étang près Saint-Nazaire sont formés par de l'oligoclase; ceux qui se trouvent dans les mêmes conditions dans les gneiss à dipyre de la carrière de Roiloup près Saint-Brevin et dans les élogites de la Rouxière près Saint-Colombin, sont constitués par de l'oligoclase-albite.

**Pyrénées.** — L'oligoclase-albite paraît être le feldspath triclinique dominant des pegmatites à microcline bleuâtre si abondantes dans le massif du pic du Midi de Bigorre (lac Bleu, notamment), dans l'Ariège (particulièrement au sud d'Ax). Le feldspath étudié par M. des Cloizeaux (voir p. 170) et indiqué comme recueilli dans la vallée de Lesponne, provient d'une pegmatite probablement éboulée de la région du lac Bleu.

**Plateau Central.** — *Haute-Loire.* L'oligoclase-andésine accompagne l'andésine dans les granulites à cordiérite des tufs volcaniques du Velay.

*Cantal.* M. Fouqué a trouvé de l'oligoclase en masses blanches dans des filons de pegmatite traversant des gneiss amphiboliques de Molompize. Ce feldspath y est associé à de l'anorthose et de l'andésine.

L'oligoclase-andésine se trouve dans les mêmes conditions en masses blanches laminaires sur les bords de l'Alagnon (vallée de Blesle, à 2 kilomètres en amont de ce village, sur la route conduisant à Molève) : elle est associée à la hornblende.

*Rhône.* Les pegmatites à pyroxène de Duerne renferment de l'oligoclase-albite et de l'oligoclase laminaires.

*Saône-et-Loire.* Les oligoclases, et particulièrement l'oligoclase-andésine, accompagnent l'andésine en masses blanches ou d'un blanc rosé dans les filons de pegmatites traversant les gneiss basiques de l'Autunois, notamment à Marmagne.

**Vosges.** — [*Alsace*]. Il en est de même des feldspaths des pegmatites à pyroxène et sphène traversant les cipolins de la carrière Saint-Philippe à Sainte-Marie-aux-Mines.

**Guyane.** M. des Cloizeaux a étudié une oligoclase accompagnant le microcline dans une pegmatite de la Guyane.

b) *Dans les roches grenues non quartzifères.*

Les oligoclases de ce groupe existent dans certaines diorites, diabases, kersantites; je n'ai pas de documents suffisamment précis



pour citer des gisements. Dans tous les cas, ces feldspaths n'y forment que de petites masses grenues ou aplaties suivant  $g^1$  (010) dans les kerantites et les diabases ; l'oligoclase-andésine y est la plus abondante.

c) *Dans des filons traversant la lherzolite.*

**Pyrénées.** — *Haute-Garonne.* Au Tuc d'Ess en Coulédoux, j'ai observé au milieu de la lherzolite des filons de quelques mètres constitués par de l'oligoclase-albite blanche ou noirâtre en masses laminaires atteignant 20<sup>cm</sup> de plus grande dimension. Ce feldspath, finement maclé suivant la loi de l'albite, est associé à de la hornblende et se transforme localement en dipyre ; ses fissures sont parfois tapissées de larges sphérolites de trémolite.

Les lames de clivage sont fréquemment courbes et l'examen microscopique montre des phénomènes de déformation mécanique (structure en ciment) des plus remarquables.

*Ariège.* J'ai retrouvé ce feldspath dans les mêmes conditions en filons dans la lherzolite serpentinisée de Serreing en Sentenac.

Ce genre de gisement est à comparer à celui qui a été signalé, page 147, dans la serpentine du cap Corse.

d) *Dans les roches microlitiques.*

Dans les roches volcaniques, l'oligoclase-albite et l'oligoclase ne se rencontrent que dans les types acides (trachytes et trachyandésites), soit en microlites, soit en grands cristaux. Il résulte du travail récent de M. Fouqué que ces feldspaths y sont rares (voir page 80). En tous cas, ils ne se rencontrent, dans aucun gisement français, en cristaux macroscopiques dignes d'être cités. L'oligoclase-andésine et l'andésine-oligoclase constituent les microlites de la plupart des andésites à hornblende et biotite du Cantal. Ces feldspaths existent aussi en microlites dans certains trachytes (orthophyres) et andésites (porphyrites) anciens.

2° *Dans les schistes cristallins.*

L'oligoclase-albite, l'oligoclase et l'oligoclase-andésine se trouvent dans les gneiss acides et dans les roches granitiques de composition analogue ; ces feldspaths y sont abondants ; ils se rencontrent dans les gneiss amphiboliques et pyroxéniques (quartzifères), mais je n'ai étudié spécialement que les échantillons des gisements suivants.

**Bretagne.** — *Loire-Inférieure.* A la carrière de la Ménageraie,

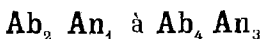
près Saint-Viaud, se trouvent des gneiss amphiboliques, dont le feldspath est constitué par des cristaux un peu aplatis suivant  $g^4$  ayant souvent des formes distinctes,  $p$  (001),  $m$  ( $1\bar{1}0$ ),  $t$  (110),  $g^4$  (010). Ils sont en grande partie constitués par de l'oligoclase souvent fortement translucide. Ils sont très fendillés, ce qui leur donne leur couleur blanc nacré; les cristaux atteignent un centimètre de plus grande dimension. Ils sont associés à de la hornblende et parfois à des cristaux  $a^4$  (111) de magnétite à clivages octaédriques faciles.

M. Baret m'a communiqué des masses laminaires blanches d'oligoclase-andésine provenant des gneiss amphiboliques d'Oudon et de la carrière de l'Andouillet près Frossay. Les oligoclases se rencontrent, comme élément microscopique grenu dans les gneiss à pyroxène quartzifères des environs de Saint-Nazaire et de Saint-Brévin.

**Pyrénées.** — *Hautes-Pyrénées.* A la montée du lac Bleu (massif du pic du Midi de Bigorre), j'ai recueilli, dans les fentes de gneiss à pyroxène, quelques cristaux d'oligoclase-albite ayant 8 millimètres. Ils présentent la forme de la *péricline* (fig. 16, page 28), sont simples ou maclés suivant la loi de la péricline : ils offrent les formes  $p$  (001)  $a^{3/4}$  ( $\bar{4}03$ ),  $m$  ( $1\bar{1}0$ ),  $t$  (110),  $g^4$  (010),  $b^{1/2}$  ( $\bar{1}\bar{1}1$ ),  $c^{1/2}$  ( $1\bar{1}1$ ). La macle de l'albite est microscopique.

### ANDÉSINE

#### ANDÉSINE-OLIGOCLASE ET ANDÉSINE



$$m = 33,3 \text{ à } 42,9$$

Triclinique :  $mt = 120^\circ 40'$  (*andésine*, v. Rath.)

$$b : c : h = 1000 : 1000,257 : 466,296. D = 844,08. d = 536,464.$$

$$\text{angle plan de } p = 115^\circ 7'$$

$$\text{angle plan de } m = 106^\circ 48'$$

$$\text{angle plan de } t = 100^\circ 55'$$

$$\left[ \begin{array}{lll} a : b : c = 0,63556 : 1 : 0,55206 \\ yz = 93^\circ 23' & zx = 116^\circ 29' & xy = 89^\circ 59' \\ X = 93^\circ 46' & Y = 116^\circ 32' & Z = 91^\circ 40' \end{array} \right]$$

*Formes observées.*  $p$  (001),  $m$  ( $1\bar{1}0$ ),  $t$  (110),  $g^4$  (010),  $^2g$  ( $\bar{1}30$ ),  $g^2$  (130),  $a^{1/2}$  ( $\bar{2}01$ ),  $e^{1/2}$  ( $0\bar{2}1$ ),  $i^{1/2}$  (021),  $b^{1/2}$  ( $\bar{1}\bar{1}1$ ),  $c^{1/2}$  ( $1\bar{1}1$ ).

*Macles.* Macles de l'albite, de la péricline, de Baveno, de Carlsbad et de l'Esterel. Les macles de la péricline ne s'observent qu'à l'état microscopique.

Les cristaux décrits plus loin ne permettent que des mesures au goniomètre d'application.

	Angles calculés.		Angles calculés.		Angles calculés.
$m t$	120°40'	$p e^{1/2}$	137°12'	$p t$	114°33'
$*m g^A$	118°25'	$*p g^A$ gauche	86°14'	$*p h^{1/2}$	122°16'
$t g^A$	120°56'	$p i^{1/2}$	133°29'	$g^A c^{1/2}$	118°26'
$h^A g^A$ gauche	88°20'	$e^{1/2} i^{1/2}$	90°41'	$*h^{1/2} g^A$	114°40'
$p h^A$ ant.	116°32'	$*p m$	111° 6'		
$p a^{1/2}$	98°16'	$p c^{1/2}$ adj.	125° 4'		

*Facies des cristaux.* Les cristaux d'andésine ne se trouvent isolés que dans les gisements de l'Esterel; ils ont souvent l'apparence de cristaux d'orthose, par suite de l'absence fréquente de la macle macroscopique suivant la loi de l'albite. Les cristaux simples se rapportent au type I [allongement suivant l'axe vertical (page 257)] ou au type II [allongement suivant l'arête  $p g^A$  (001) (010), avec parfois aplatissement suivant  $p$  (001)]. Les macles de Carlsbad et de l'Esterel sont fréquentes. Ces cristaux, extraits d'une microgranulite à pyroxène, ont toujours des faces ternes par altération superficielle.

*Clivages.* Clivage  $p$  (001) parfait,  $g^A$  (010) moins facile, parfois clivage  $t$  (110).

*Dureté.* 5 à 6.

*Densité.* 2,671 à (oligoclase-andésine), à 2,684 (andésine).

*Coloration et éclat.* Incolore, blanc souvent laiteux, jaune, plus rarement rose ou verdâtre. Éclat vitreux, nacré sur le clivage facile. Pousière blanche. Transparente ou translucide.

*Propriétés optiques.* Voir page 135. Dispersion autour de  $n$ ,  $\rho > \nu$ , avec *dispersions horizontale* notable et *inclivée* faible (Dx).

Nous avons mesuré, M. Michel-Lévy et moi, les indices suivants sur l'andésine de Roche-Sause ( $N_a$ )

$$\begin{aligned} n_g &= 1,556 \\ n_m &= 1,553 \\ n_p &= 1,549 \end{aligned}$$

Les données suivantes sont dues à M. Fouqué (*op. cit.*); celles qui ont été fournies par M. des Cloizeaux (*B. S. M.* VII. 313) sont suivies de la mention Dx.

<i>Andésine-oligo-</i> <i>oclase</i> <sup>1</sup>	<i>p Sng</i>	<i>Sng</i>	<i>Tnp</i>	2 H	2 V	Extinctions sur		Densité	
						<i>p</i> (001), g <sup>4</sup> (010)			
Alagnon	»	0° à 1°30'	70° à 72°	»	90° env.	»	»	2,640 à 2,645	
Vidalenc	»	5° à 6°	77°	»	90° env.	»	»	2,638 à 2,643	
Oudon	97°	»	»	94°12'	»	1° à 1°30'	5° à 7°	»	
<i>Andésine</i>									
Rochesauve	»	5° à 12°	60°30'	»	»	»	»	»	
Chenavari	»	id.	id.	»	»	2° à 3°	- 10°	2,658	
Saint-Raphaël	117° (Dx)	7° à 9°	64° à 67°	»	89° 6	- 2° à 3° (Dx)	- 8° à 10°	2,662 à 2,685	
Marmagne	105° à 108°	»	64° à 67°	»	87°	2°30' à 3° (Fq)	- 10° à 12° (Dx)	2,67	
Francheville	110° à 112° (Dx)	6° à 9°	66° à 69°	»	79° à 88° (Dx)	- 2° à 3°	- 10° à 12° (Dx)	2,68	
Molompize	»	9° à 10°	65° à 66°	»	»	»	»	2,67	
Denise	108° à 112°	»	»	121° à 122°40'	»	- 1° à 3°30'	- 9°30' à 11°	»	
Rocher Cornaille	115° à 123°	»	»	96°6' à 106°	»	- 1° à 3°30'	- 8° à 10°30'	»	

1. Les propriétés optiques de l'andésine-oligooclase et de l'oligooclase-andésine ne différant les unes des autres que par le *signe*, il est possible que quelques-uns des oligoclases-andésines du chapitre précédent soit à rapporter aux andésines-oligo-clases ou réciproquement. Les densités données dans ce tableau ne fournissent aucune indication précise, les feldspaths étudiés étant tous plus ou moins piquetés de produits secondaires.

M. des Cloizeaux a trouvé, sur un feldspath des sables d'Espaly (*Haute-Loire*), des nombres aberrants qui ont peut-être été pris sur des fragments de feldspaths différents.

p S	2 V	extinction sur p	extinction sur $g^1$
111°30' à 114°30'	68°58'	(?) — 1° à 2°30'	— 2° à 3°30'

*Composition chimique.* Voir page 130 pour la composition théorique. Analyses de l'andésine : a) des tufs basaltiques de Rochesauve, par M. Damour (*B. S. M.* VI. 287. 1883);

b) des tufs basaltiques de Chenavari, par M. Fouqué (*op. cit.*);

c) de la microgranulite à amphibole (porphyre bleu) de Saint-Raphaël, par Ch. Sainte-Claire-Deville (*A. P. C.* XI. 285. 1854);

d) id. par M. Rammelsberg (*Handb. d. mineral. Chemie*, 1860, p. 608);

e) id. par vom Rath (*P. A. C.* XLIV. 245. 1871);

f) des gneiss de Francheville, par M. Damour (*B. S. M.* VII. 323. 1884);

g) de la pegmatite de Marmagne, par M. Damour (*in Dx.*, *op. cit.*).

h) du porphyre brun du Rimbachthal (Alsace), par M. Osaun (*Abh. geol. Specialkarte Elsass-Lothr.* III. Heft. 2. 1887).

	a)	b)	c)	d)	e)	f)	g)	h)
SiO <sup>2</sup> .....	58,71	58,65	59,07	58,32	58,03	57,23	55,69	54,09
Al <sup>2</sup> O <sup>3</sup> .....	25,49	26,50	26,67	26,52	26,64	27,60	27,23	28,98
CaO .....	9,05	9,41	7,96	8,18	8,07	6,52	8,76	9,13
Na <sup>2</sup> O .....	5,45	6,09	4,95	5,27	6,16	7,89	7,34	5,19
K <sup>2</sup> O .....	0,78	0,37	traces	2,36	0,97	0,38	»	1,19
MgO .....	»	»	0,58	0,11	»	»	»	0,94
Perte au feu	»	»	0,77	0,60	»	0,90	1,06	»
	99,48	101,02	100,00	101,36	99,87	100,52	100,08	99,52
Densité	2,68	2,662 à 2,685	2,678	2,68	»	2,68	2,67	2,697

Les analyses suivantes ont dû être faites sur des feldspaths impurs.

Analyses : a) du plagioclase des diabases du Bourg-d'Oisans, par Lory (*in Dx.*, *op. cit.*);

b) de l'andésine blanche du granite amphibolique de Servance, par Delesse (*A. M.* XIII. 673. 1848);

c) de l'andésine rouge du granite amphibolique de Corarvilliers, par Delesse (*A. M.* XIII. 673. 1848);

d) de l'andésine de la diorite de Faymont (val d'Ajol), par Delesse (*A. M.* XVI. 357. 1849);

	a)	b)	c)	d)
SiO <sup>2</sup> .....	59,9	58,92	58,91	59,38
Al <sup>2</sup> O <sup>3</sup> .....	25,1	25,05	24,59	25,57
CaO.....	»	5,64	4,01	6,50
Na <sup>2</sup> O.....	7,4	7,20	7,59	} 7,30
K <sup>2</sup> O.....	1,2	2,06	2,54	
Fe <sup>2</sup> O <sup>3</sup> .....	3,7	»	0,99	
MgO.....	0,7	0,41	0,47	
H <sup>2</sup> O.....	1,7	1,27	0,98	1,25
	99,7	99,55	100,00	100,00
Densité	»	2,683	2,651	»

*Essais pyrognostiques.* Fusible, sur les bords seulement, en écailles minces. Très difficilement attaquée par les acides.

*Altérations.* Comme oligoclase.

*Diagnostic.* (Voir page 135.)

### GISEMENTS ET ASSOCIATIONS

L'andésine se rencontre dans un grand nombre de gisements.

1° Dans les roches granitiques;

2° Dans les roches porphyriques;

3° Dans les roches volcaniques non quartzifères et dans leurs tufs;

4° Dans les schistes cristallins.

#### 1° Dans les roches granitiques.

##### a) Dans le granite.

Les andésines sont abondantes dans les granites; elles constituent les plagioclases basiques les plus fréquents des granites normaux; dans les granites amphiboliques, elles sont souvent, au contraire, associées à des feldspaths plus basiques. Les analyses de Delesse données plus haut se rapportent à des feldspaths des granites amphiboliques vosgiens.

##### b) Dans les granulites et pegmatites.

Les andésines se rencontrent dans un grand nombre de granulites et de pegmatites et, d'une façon toute particulière, dans celles de ces roches qui se trouvent en filons ou en lits dans les schistes cristallins basiques (amphibolites, gneiss amphiboliques et pyroxéniques). Elles y résultent d'une transformation endomorphique de la roche éruptive; le fait peut être facilement mis en évidence par l'étude comparative des filons de pegmatites qui dans une même localité traversent les gneiss acides et de ceux qui coupent les roches basiques intercalées au milieu des

premiers. La plupart des andésines étudiées par M. des Cloizeaux et par M. Fouqué proviennent des pegmatites dans lesquelles elles forment des masses laminaires de grande dimension. Je ne citerai ici que les gisements dont les échantillons ont été examinés optiquement, en appelant l'attention des minéralogistes sur l'intérêt qu'il y aurait à multiplier l'examen des feldspaths se rencontrant dans les conditions qui viennent d'être spécifiées.

**Plateau Central.** — *Haute-Loire.* L'andésine abonde dans les granulites avec ou sans cordiérite que l'on trouve en blocs plus ou moins fondus dans les tufs des environs du Puy (Denise, rochers Cornaille et Saint-Michel, Cheyrac, etc.). Les grains d'andésine des sables d'Espaly ont cette même origine (Dx. : *B. S. M.* VII. 309. 1884). M. Jannettaz a analysé (*B. S. M.* V. 324. 1882) un feldspath de cette région qui semble être une enclave feldspathique en partie fondue.

*Cantal.* L'andésine se trouve à Molompize, dans des filons de pegmatite, coupant le gneiss amphibolique : elle forme des masses d'un blanc laiteux, avec anorthose, microcline, oligoclase, quartz et biotite.

*Saône-et-Loire.* C'est encore un gisement analogue qui a fourni à MM. Damour, des Cloizeaux et Fouqué les masses blanches d'andésine de Marmagne, dont l'analyse et les propriétés optiques ont été données plus haut ; elles sont accompagnées d'oligoclase-andésine rosée.

c) *Dans les roches éruptives basiques.*

Les andésines sont les feldspaths constitutifs fréquents des kersantites, des diorites ; elles sont plus rares dans les gabbros et norites. Elles s'y présentent en masses lamellaires sans formes géométriques. Dans les diabases (ophites des Pyrénées), elles sont souvent aplaties suivant  $g^4(100)$ .

d) *Dans les roches porphyriques.*

Les andésines se trouvent en grands cristaux dans beaucoup de roches quartzifères à deux temps de consolidation [microgranulites, rhyolites, (*porphyres*), etc.]. Il s'y présentent parfois avec des formes très nettes ; ils atteignent même plusieurs centimètres de longueur, mais ils sont toujours de taille plus petite que les cristaux d'orthose quand ces derniers existent en même temps. Ce sont ces gisements qui présentent les seuls cristaux nets d'andésine dont j'ai à m'occuper ici.

**Vosges.** — [*Alsace*]. J'ai donné plus haut l'analyse faite par M. Osann sur l'andésine du porphyre brun du Rimbachthal. Leur

angle d'extinction sur  $p(001)$  est de  $-5^\circ$  à  $6^\circ$ , sur  $g^1(010)$  de  $-19^\circ$  à  $20^\circ$ .

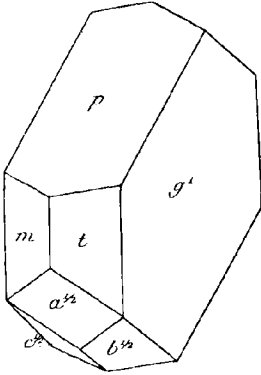


Fig. 1.  
Andésine de Boulouris.

ment examinés à ce dernier point de vue par M. des Cloizeaux (*op. cit.*, I. 310 et *B. S. M.* VIII. 313. 1885) et par M. Fouqué (*op. cit.*). J'en ai étudié un grand nombre de cristaux isolés, que je dois à l'amitié de M. Segond.

Type I. Cristaux simples ou maclés suivant la loi de l'albite. Ces cristaux sont aplatis suivant  $g^1(010)$ , allongés suivant l'arête  $pg^1(001)(010)$ , suivant l'axe vertical ou suivant l'arête  $pg^1$ . Le plus souvent les seules faces existantes sont  $p(001)$ ,  $g^1(010)$ ,  $a^{1/2}(\bar{2}01)$ ,  $m(1\bar{1}0)$  et  $t(110)$ ; les cristaux offrent le type de la fig. 1. D'autres cristaux correspondent au type II (fig. 2 de la page 25) avec quelquefois aplatissement suivant  $p(001)$ . Dans les cristaux du type de la fig. 1, les formes  $a^{1/2}(1\bar{1}1)$ ,  $b^{1/2}(\bar{1}\bar{1}1)$  peuvent prendre autant de développement que  $m$  et  $t$ , et être accompagnées de  $g^2(130)$ , et  ${}^2g(1\bar{3}0)$ . Beaucoup de ces cristaux ont l'apparence simple : les macles de l'albite n'y pouvant être décelées qu'au microscope.

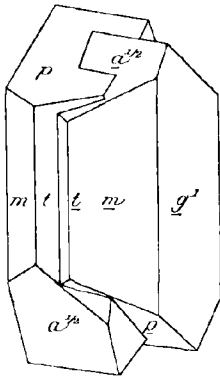


Fig. 2.  
Andésine de Boulouris  
(macle de Carlsbad).

Type II. Macle de Carlsbad. Ces macles présentent les deux aspects de celles de l'orthose; les formes sont les mêmes que dans le type I,  $a^{1/2}$  et  $b^{1/2}$  sont absentes (fig. 2) ou réduites à de petites facettes, les faces  $e^{1/2}(0\bar{2}1)$  et  $i^{1/2}$

**Esterel.** — *Var.* La microgranulite à amphibole (porphyre bleu), située entre Saint-Raphaël et Agay (voir Michel-Lévy, *B. C. F.* 1896), renferme en grande quantité de l'andésine; l'une des variétés de cette roche, provenant de Boulouris (Boulerie) (derrière le pensionnat) et des Petits-Caux, en contient de grands cristaux dépassant parfois  $2\text{cm}$ ; ils ont en moyenne  $1\text{cm}5$ . Quand la roche est altérée, il est possible de les extraire.

Souvent analysés (page 177) et étudiés optiquement, ils ont été notam-



(021) sont rares et peu développées. Ces macles sont toujours allongées suivant l'axe vertical.

La face d'association de la macle de Carlsbad n'est pas toujours  $g^1$  (010), mais parfois une face de la zone verticale perpendiculaire à  $g^1$  (010). C'est là un cas analogue à celui que j'ai cité page 153, dans l'albite. Un groupement de ce genre peut se produire entre un cristal simple et une macle de Carlsbad ordinaire (fig. 3.)

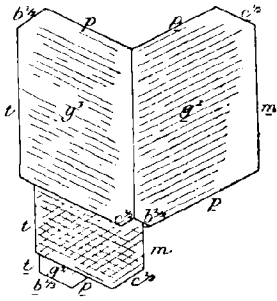


Fig. 3.

Macle de Carlsbad avec accolement suivant une face de la zone verticale perpendiculaire à  $g^1$ . (Silhouette de  $g^1$ .)

Type III. Macle de l'Esterel (fig. 6). Ces macles ont été décrites par M. des Cloizeaux (*op. cit.*, I. 310). Elles sont, en général, formées par des cristaux  $m(\bar{1}\bar{1}0)$ ,  $t(110)$ ,  $p(001)$ ,  $g^1(010)$   $b^{1/2}(\bar{1}\bar{1}1)$ , etc., maclés suivant la loi de l'albite et généralement aplatis suivant  $p$  ou  $g^1$ .

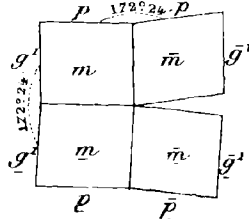


Fig. 4.

Projection sur un plan perpendiculaire à l'axe  $a$  d'une macle de l'Esterel (figure théorique).

Deux de ces cristaux se groupent entre eux par rotation de  $180^\circ$  autour de l'arête  $p g^1$  avec  $p(001)$  pour face d'association. Ce groupement devrait produire un vide entre les faces  $p$  de deux des individus composants (fig. 4), mais l'un des individus se développe d'une façon exagérée, de façon à le combler (fig. 6). L'assemblage offre alors quatre faces  $m(\bar{1}\bar{1}0)$  d'un côté, et quatre faces  $t(110)$  de l'autre, un angle rentrant entre deux de ses faces  $g^1$ , un angle saillant entre les deux autres, enfin les deux rentrants entre ses faces  $p(001)$  supérieures et inférieures.

Le plus souvent, tandis que l'une des extrémités de la macle est terminée par les faces  $m$ , l'autre est formée par un pointement à quatre faces  $b^{1/2}(\bar{1}\bar{1}1)$ , avec ou sans  $a^{1/2}(\bar{2}01)$  : les formes sont comparables aux figures 14 et 16 de la macle de Four la Brouque de l'orthose.

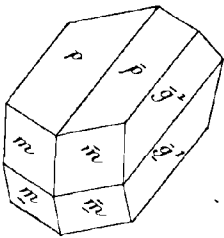


Fig. 5.

Andésine de Boulouris (macle de l'Esterel).

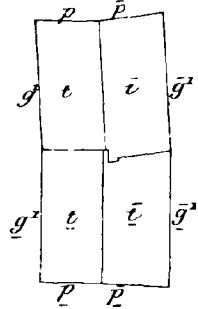


Fig. 6.

Projection sur un plan perpendiculaire à l'axe  $a$  d'une extrémité d'une macle de l'Esterel. L'angle rentrant de la fig. 4 a disparu.

sont comparables aux figures 14 et 16 de la macle de Four la Brouque de l'orthose.

Type IV. Macle de Baveno. J'ai observé un seul groupement cruciforme suivant cette loi, rappelant l'aspect des macles de l'harmotome.

Groupements complexes. — Les combinaisons de ces diverses macles sont assez nombreuses. J'ai observé notamment les suivantes, qui peuvent être comparées à celles de l'orthose de Four la Brouque.

$\alpha$ ) Macle de Carlsbad et cristal simple. La macle de Carlsbad, allongée suivant l'axe vertical, repose sur un cristal simple de même épaisseur, allongé suivant l'arête  $pg^4$ . (Comparer à la figure 27 de la page 90.)

$\beta$ ) Macle de Carlsbad et macle de l'Esterel. Les relations mutuelles de ces deux macles sont les mêmes que dans la figure 24 de la page 89, dont le cristal simple serait remplacé par la macle de l'Esterel

$\gamma$ ) Macle de l'Esterel et cristal simple.  $a$ ) Un cristal simple repose sur la macle de l'Esterel comme celui de la figure 10 de la page 79 repose sur une macle de Baveno. —  $b$ ) La macle de l'Esterel englobe un cristal plus petit, maclé avec elle suivant la loi de Carlsbad.

*e) Dans les roches volcaniques.*

$\alpha$ ) Comme élément constitutif.

Ces feldspaths sont ceux qui, dans les roches volcaniques françaises, présentent la plus large distribution (voir page 59). Dans celles du Plateau Central, l'andésine ne se trouve que comme élément accessoire des basaltes normaux, elle se rencontre en phénocristaux clairsemés dans les labradorites, les basaltes andésitiques et les andésites augitiques. Les microlites sont en partie constituées par de l'andésine-oligoclase, les grands cristaux macroscopiques par de l'andésine.

A ce propos, la roche doléritique de Beaulieu (*Bouches-du-Rhône*) mérite une mention spéciale : elle constitue une grande masse au milieu d'un basalte compact. Elle est, en partie, formée par des feldspaths aplatis suivant  $g^4$  (010), se présentant parfois avec de petites facettes distinctes dans les nombreuses cavités de la roche, où ils accompagnent des lamelles d'ilménite, de l'augite. M. Fouqué a fait voir (*B. S. M. XVII. 568. 1894*) que ces feldspaths sont constitués par de l'andésine associée à un peu de labrador; ils sont très zonés et entourés par de l'anorthose (fig. 21, page 33). Tous ces feldspaths sont maclés suivant les lois de l'albite, de Carlsbad, de la péricline et parfois de Baveno.

La structure de cette roche à un seul temps de consolidation rappelle celle de certaines diabases anciennes.

Les andésines sont les plagioclases macroscopiques dominant des andésites à hornblende et à biotite du Cantal, bien qu'elles soient associées parfois aux types plus acides ou plus basiques; elles y forment des cristaux atteignant 1<sup>cm</sup> : je n'ai pu en extraire aucun cristal distinct.

Je renvoie page 60 pour l'indication de quelques gisements.

Ces feldspaths se rencontrent avec les mêmes particularités dans les roches microlitiques antétertiaires : ils y présentent les mêmes altérations que dans les granites.

### β) Dans les tufs volcaniques.

**Plateau Central.** — Les tufs basaltiques du Plateau Central contiennent dans quelques localités, et particulièrement dans le massif des Coirons (*Ardèche*) et dans la *Haute-Loire*, des fragments de feldspaths hyalins à angles arrondis, très variés au point de vue de leur composition (orthose, anorthose, andésine, labrador, bytownite, etc.).

On peut se demander quelle est leur origine. Sont-ils en relation avec le magma volcanique qui les a amenés au jour et sont-ce des enclaves homogènes, ou bien, au contraire, ne sont-ils que des fragments arrachés de la cheminée volcanique (enclaves énallogènes)? La première hypothèse est probable pour les deux gisements suivants :

*Ardèche.* M. Damour a analysé des fragments transparents d'andésine provenant des basaltes de Rochesauve (*B. S. M.* VI. 287. 1883). Ce feldspath a été étudié par M. des Cloizeaux et par M. Fouqué; il est accompagné de labrador, de magnétite, de sphène jaune, d'augite, etc. Il se trouve aussi en enclaves dans le basalte de la même localité. M. Gaubert a trouvé, dans les mêmes conditions, au volcan de Chenavari, des fragments arrondis d'andésine, de labrador, de sanidine et d'anorthose. Dans ces deux gisements se trouvent des enclaves grenues de norite à grains fins. (Voir à hypersthène.)

### 2° Dans les schistes cristallins.

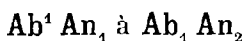
Les andésines sont associées à d'autres plagioclases dans les schistes cristallins, et leur présence dans ces roches peut donner lieu aux mêmes observations que dans le granite. C'est surtout dans les gneiss amphiboliques qu'elles sont abondantes. Elles y forment des masses laminaires sans formes géométriques. Je citerai comme exemple la localité sui-

vante, où l'andésine se rencontre en masses blanches très caractérisées.

**Plateau Central.** — *Rhône*. MM. Damour, des Cloizeaux et Fouqué ont étudié l'andésine du Pigeonnier de Francheville, provenant de gneiss amphibolique décrit par Fourmet sous le nom d'oligoklasite (Drian, *op. cit.*, 289). Ce plagioclase y forme des masses laminaires blanches.

### LABRADORS

LABRADOR ET LABRADOR-BYTOWNITE.



$$m = 50 \text{ à } 66,6$$

Triclinique.  $mt = 121^\circ 37'$  (labrador-bytownite.)

$$b : c : h : 1000 : 986,392 : 454,783. D = 844,649. d = 522,725.$$

$$\text{angle plan de } p = 116^\circ 29' 30'';$$

$$\text{angle plan de } m = 105^\circ 33' 12'';$$

$$\text{angle plan de } t = 100^\circ 46' 25''.$$

$$\left[ \begin{array}{l} a : b : c : = 0,61859 : 1 : 0,53845 \\ yz = 92^\circ 38' \quad zx = 115^\circ 32' \quad xy = 90^\circ 53' \\ X = 93^\circ 20' \quad Y = 115^\circ 34' \quad Z = 92^\circ 4' \end{array} \right]$$

*Formes observées.*  $p$  (001),  $m$  ( $\bar{1}\bar{1}0$ ),  $t$  ( $\bar{1}10$ ),  $g^1$  (010),  $a^{1/2}$  ( $\bar{2}01$ ),  $b^{1/2}$  ( $\bar{1}\bar{1}1$ ),  $c^{1/2}$  ( $\bar{1}\bar{1}1$ ).

*Macles.* Macles de l'albite et de Carlsbad apparentes; ces deux macles sont constantes dans les cristaux que j'ai eu l'occasion d'étudier. Macles de la péricline, de Baveno, microscopiques.

	Angles calculés		Angles calculés		Angles calculés
$mt$	121°37'	$p\bar{p}$ rentr.	173°20'	$b^{1/2} g^1$ gauche	114°44'
* $m g^1$ adj.	117°30'	$pm$ ant.	110°50'	$c^{1/2} g^1$ gauche	62°59'
$t g^1$ adj.	120°53'	$pc^{1/2}$ adj.	125°28'	$m b^{1/2}$	80°52'
$mm$	125° 0'	$pt$ ant.	113°34'	* $ma^{1/2}$ inf.	136°41'
$t\bar{t}$	118°14'	$p b^{1/2}$ adj.	122°42'	$t c^{1/2}$ sup.	84°12'
$pa^{1/2}$ adj.	98°58'	* $a^{1/2} g^1$ gauche	90°20'	$t a^{1/2}$ inf.	135°12'
* $pg^1$ droit	93°20'	$a^{1/2} \bar{a}^{1/2}$ sort.	179°20'		

*Faciès des cristaux.* Tous les cristaux de labrador qui seront décrits plus loin proviennent de roches volcaniques; ils sont aplatis suivant  $g^1$  (010), maclés suivant les lois de l'albite et de Carlsbad; ils présentent

1. Ces paramètres sont ceux de Maignac-des Cloizeaux, avec des corrections que M. des Cloizeaux a bien voulu m'indiquer: ils diffèrent assez notablement

la forme de lamelles limitées par  $p$  (001),  $b^{1/2}$  ( $\bar{1}\bar{1}1$ ) avec parfois  $a^{1/2}$  ( $\bar{2}01$ ).

Le labrador se présente aussi en masses grenues ou laminaires.

*Clivages.* Clivages parfaits suivant  $p$  (001), faciles suivant  $g^1$  (010), difficiles suivant  $m$  ( $\bar{1}\bar{1}0$ ) et divers autres prismes.  $g^{3/2}$  (150),  $^{3/2}g$  ( $\bar{1}\bar{5}0$ ),  $g^{3/7}$  (180),  $^{4/3}g$  ( $\bar{1}\bar{7}0$ ) (plans de séparation?).

*Dureté.* 5 à 6.

*Densité.* 2,694 à 2,716; 2,698 labrador-bytownite de La Besseyre (Fouqué).

*Coloration et éclat.* Blanc, gris noirâtre, gris violacé. Transparent ou translucide. Éclat vitreux, nacré sur le clivage  $p$  (001). Quelques variétés en masses laminaires présentent, dans  $g^1$  (010), des reflets chatoyants parfois métalloïdes avec teinte jaune, rouge, verte.

*Inclusions.* Les labradors colorés et chatoyants renferment, en grande abondance, des inclusions lamellaires d'oligiste ou d'ilménite. On trouve aussi parfois des inclusions noires aciculaires rectilignes ou ondulées, courbes, etc., régulièrement orientées dans leur hôte (gabbros, norites, météorites). Les reflets du labrador sont liés à l'existence des inclusions régulièrement orientées suivant l'axe vertical et l'axe  $a$ .

Le labrador renferme fréquemment, en outre, des inclusions de grains extrêmement petits de divers minéraux plus anciens (augite, amphibole, magnétite, etc.), ainsi que des inclusions liquides.

*Propriétés optiques.* Voir page 133. Autour de  $n_g$ , dispersion  $\rho > \nu$  avec dispersion tournante notable dans les deux systèmes d'anneaux et dispersion inclinée faible (Dx.).

Les données numériques suivantes ont été fournies par les cristaux des gisements étudiés plus loin.

		$n_g$	$n_m$	$n_p$	Sag	Tnp	2 V	Angle d'extinction		Densité
								sur $p(001)$	sur $g^1(010)$	
Labrador	Chonavari		»	»	22°	62°	»	»	»	2,693 à 2,695
	Rochesauve		»	»	18 à 22°	68°	»	»	»	2,685
	Id. (Na)	1,5625	1,5578	1,5548	20°	59°	80°40'	à 82°25'	»	2,688
	Id. (Li)	1,5594	1,5546	1,5517	»	»	»	»	»	»
Labrador-bytownite	La Besseyre (Na)	»	1,5647	1,5617	31°	59°	76°10'	— 3°	— 18°	2,698

de ceux donnés, page 134, d'après M. Groth; ces derniers s'accordent mieux avec la théorie de la continuité et sont probablement plus exacts; je donne cependant ceux de Marignac, parce qu'il sont déduits de mesures effectuées sur des cristaux de composition connue. L'étude cristallographique de ce minéral est du reste à reprendre.

*Composition chimique.* Voir page 130.

Analyses : du labrador-bytownite *a*) des tufs labradoriques de La Besseyre, par M. Fouqué (*op. cit.*, 333);

*b*) du labrador des labradorites de la Guadeloupe par Ch. Sainte-Claire-Deville (*B. S. G.* VIII. 426. 1851);

*c*) de la norite d'Arvieu, par M. Pisani (*C. R.* LXXXVI. 1420. 1878);

*d*) du labrador altéré des labradorites de Belfahy, par Delesse (*A. M.* XII. 1847).

	<i>a</i> )	<i>b</i> )	<i>c</i> )	<i>d</i> )
SiO <sup>2</sup> .....	54,5	54,25	52,90	52,89
Al <sup>2</sup> O <sup>3</sup> .....	29,8	29,89	29,40	27,39
Fe <sup>2</sup> O <sup>3</sup> .....	»	»	1,30	1,24
CaO.....	11,14	11,12	11,30	5,89
Na <sup>2</sup> O.....	4,5	3,63	4,28	5,24
K <sup>2</sup> O.....	0,3	0,33	0,30	4,58
MgO.....	»	0,70	1,20	0,30 (Mn O)
Perte	»	»	0,43	0,28
	100,5	99,92	101,11	99,86
Densité	2,698	»	2,72	2,714

*Essais pyrognostiques.* Fusible en un verre incolore. Très difficilement attaqué par une longue ébullition dans l'acide chlorhydrique chaud. Beaucoup de cristaux zonés s'attaquent partiellement, par suite de l'existence de bytownite ou d'anorthite.

*Altérations.* Les labradors présentent des altérations micacées (c'est le cas, notamment, des feldspaths appelés *vosgites* par Delesse) et la transformation en saussurite décrite page 46 (dans les gabbros); la dipyrisation y est fréquente dans les Pyrénées, etc. Les labradors des roches volcaniques se transforment en hydrargillite.

## GISEMENTS ET ASSOCIATIONS

Les gisements des labradors sont moins nombreux et moins variés que ceux des feldspaths précédents.

J'aurai à l'étudier dans les conditions suivantes :

- 1° Dans les roches éruptives et dans leurs tufs;
- 2° Dans les schistes cristallins.

Les labradors accompagnent accessoirement la bytownite et l'anorthite dans les météorites (eucrites), ainsi que dans les roches de contact du granite et de la lherzolite des Pyrénées, mais ils n'y jouent qu'un rôle secondaire et y sont toujours microscopiques.

1° *Dans les roches éruptives.*a) *Dans les granites.*

Les labradors se rencontrent dans les granites à amphibole plus fréquemment qu'on ne le croit généralement ; ils s'y trouvent, soit en individus distincts, soit associés, dans des cristaux zonés, à des plagioclases plus acides ou plus basiques ou même à tous deux.

Les gisements les plus remarquables à citer à ce point de vue sont ceux du sud d'Ax (*Ariège*), de Vaugneray dans le *Rhône* (vaugnérite), de l'île de la Grande-Galitte (*Algérie*).

b) *Dans les roches grenues non quartzifères.*

Le véritable gisement des labradors est constitué par les roches grenues basiques ; dans les diorites, les diabases, les gabbros et norites grenus, ils forment de grandes plages sans formes géométriques distinctes, des masses laminaires de plusieurs centimètres de côté. Dans les diabases et les gabbros ophitiques, ces feldspaths ont la forme de lames aplaties suivant  $g^1$  (010).

**Bretagne.** — *Loire-Inférieure.* Le massif de gabbro ophitique du Pallet (*B. S. M.* XII. 238. 1889) renferme des roches à grands éléments dont on peut extraire de belles masses violacées de labrador et de labrador-bytownite (notamment à la carrière de Liveau).

**Pyrénées.** — Le labrador et le labrador-bytownite constituent les feldspaths dominants d'un grand nombre de diabases ophitiques (ophites) des Pyrénées ; ce sont ces feldspaths qui sont fréquemment dipyrisés (voir page 45). Ils y forment des cristaux aplatés suivant  $g^1$  (010) ; il est fort difficile d'en extraire des lames atteignant 1<sup>cm</sup>.

Les mêmes feldspaths se rencontrent aux environs de Saint-Béat dans des diabases à hornblende brune : ils y sont souvent dipyrisés. Il en est de même pour les roches analogues que j'ai trouvées au port de Saleix (*Ariège*) ; ces feldspaths sont souvent cerclés d'andésine.

Le labrador-bytownite, plus rarement le labrador, sont associés à la bytownite dans les belles diorites à gros grains du sud d'Ax (voir à *bytownite*).

**Plateau Central.** — *Aveyron.* La norite à grands éléments d'Arviu renferme un labrador-bytownite en petites masses lamellaires d'un blanc laiteux à éclat nacré, dont l'analyse a été donnée en *c*). Il pré-

sente de fréquentes altérations et il est en partie transformé en grenat, albite, actinote (voir à *anthophyllite*, tome I, page 639).

**Alpes et Corse.** — C'est au labrador et au labrador-bytownite qu'il faut rapporter le feldspath de beaucoup de gabbros et de norites à grands éléments des Alpes et de Corse (Casaluna, cap Corse, etc.). Ces feldspaths sont fréquemment saussuritisés, et, dans beaucoup de localités, surtout dans les Alpes, leur transformation est complète.

**Nouvelle-Calédonie.** — Ces deux feldspaths se trouvent aussi dans les gabbros et norites à grands éléments, en filons dans les serpentines de la Nouvelle-Calédonie.

c) *Dans les roches microlitiques.*

Les labradors n'existent qu'en petite quantité parmi les grands cristaux des roches volcaniques acides (trachytes de la chaîne des Puys et du mont Dore); leur véritable gisement se trouve dans les roches volcaniques plus basiques qui vont être passées en revue par ordre d'importance à ce point de vue.

Le labrador et le labrador-bytownite constituent les feldspaths essentiels et caractéristiques des basaltes du Plateau Central, où les basaltes andésitiques sont rares. Suivant les localités, c'est l'un ou l'autre de ces feldspaths qui domine (voir page 58). Quelques gisements méritent à cet égard une mention spéciale : ce sont ceux dans lesquels le feldspath est distinct à l'œil nu.

a) Basaltes doléritiques. — Sous ce nom, M. Fouqué a décrit (*B. S. M.* XVII, 430, 1894) des basaltes (*dolérites* des anciens auteurs français) caractérisés par l'existence d'un seul temps de cristallisation. Les feldspaths, très abondants, sont aplatis suivant  $g^1(010)$  et enchevêtrés comme dans les diabases, englobant du pyroxène, de l'olivine, de la magnétite et de l'ilménite; la matière vitreuse est rare ou absente.

Ces roches sont microlitiques, et dans leurs cavités se présentent parfois des cristaux feldspathiques distincts offrant toujours l'aspect de lamelles aplaties suivant  $g^1(010)$  avec les formes  $g^1(010)$ ,  $p(001)$ ,  $a^1(\bar{1}01)$ ,  $b^{1/2}(\bar{1}\bar{1}1)$ ,  $c^{1/2}(1\bar{1}1)$  et quelquefois  $m(1\bar{1}0)$ ,  $t(110)$ ,  $a^{1/2}(\bar{2}01)$ . Ces lamelles, extrêmement minces, sont maclées suivant la loi de l'albite et souvent aussi suivant celle de Carlsbad.

Les principaux gisements à citer sont :



**Plateau Central.** — *Cantal.* Bouzentès près Saint-Flour, Seriers, Bescheval, Espinasse, Cussagol.

*Puy-de-Dôme.* Battu, environs d'Ardes.

**Madagascar.** — Dans les basaltes doléritiques de Diego Suarez, j'ai observé des cristaux nets de labrador possédant la forme indiquée plus haut. Dans un échantillon recueilli par M. Gautier à Marondava, le plagioclase en grands cristaux est le labrador-bytownite.

**La Réunion.** — Il en est de même pour les basaltes doléritiques de la rivière Saint-Étienne à la Réunion, d'où j'ai extrait de petites lames de labrador-bytownite de 0<sup>mm</sup> 5 se prêtant bien à l'étude optique sur  $g^1(010)$ .

*b) Basaltes à feldspaths.* — Ces basaltes diffèrent des basaltes normaux en ce qu'ils renferment dans une pâte microlitique une grande quantité de phénocristaux de plagioclases pouvant atteindre 4<sup>mm</sup> de diamètre. Les plus beaux types que l'on puisse citer à ce point de vue sont ceux du basalte du Mont Dore appelé « basalte demi-deuil » par Lecoq et décrit par M. Michel-Lévy sous le nom de « basalte semi-ophitique » (*B. S. G.* XVIII. 829. 1890). Dans une pâte brune ou noire se détachent de gros cristaux d'augite aplatis suivant  $h^1(100)$ , des lames blanches de plagioclases aplaties suivant  $g^1(010)$  possèdent les faces  $p(001)$ ,  $b^{1/2}(\bar{1}\bar{1}1)$ ,  $c^{1/2}(1\bar{1}1)$  et quelquefois  $a^{1/2}(\bar{2}01)$ . Ces cristaux sont souvent orientés, et les blocs de la roche montrent dans certaines directions non plus des lamelles, mais de fines baguettes striées qui sont constituées par les cassures transversales des premières. L'examen des propriétés optiques a montré à M. Michel-Lévy et à M. Fouqué (*op. cit.*) que la plus grande partie de ces feldspaths est constituée par du labrador avec (en petite quantité) des types plus acides et des types plus basiques (labrador-bytownite et bytownite). Ils sont maclés suivant les lois de l'albite et de Carlsbad. Ils sont associés ophitiquement avec des cristaux distincts d'augite et englobés dans un magma microlitique.

La Banne d'Ordenche, la Croix-Morand, Mareuge sont les localités à citer pour ce basalte curieux, dont les cristaux feldspathiques sont surtout très apparents sur les surfaces exposées à l'air.

**Madagascar.** — Des basaltes à grands cristaux de labrador se trouvent aussi à Madagascar.

**Antilles.** — Des basaltes et labradorites à hypersthène, riches en

grands cristaux de labrador et de labrador-bytownite, associés parfois à des plagioclases plus basiques, se trouvent en abondance à la Guadeloupe et à la Martinique. (Voir l'analyse *b.*)

*c)* Basaltes normaux. — Dans la plupart des basaltes d'Auvergne, la forme des microlites n'est pas facile à distinguer, à cause de la trop grande cristallinité de la roche dans laquelle les microlites sont pressés les uns contre les autres et de plus gênés dans leur développement par les autres éléments : augite, magnétite, etc. Il n'en est plus de même dans quelques basaltes très vitreux qui se sont refroidis brusquement après la production de gros microlites feldspathiques. Ceux-ci sont mis en liberté par la décomposition, à l'air libre, de la matière vitreuse qui les englobe ; ils apparaissent alors sous forme de petites paillettes jaunâtres faciles à blanchir à l'aide d'un traitement par l'acide chlorhydrique. La forme de ces paillettes est celle qui a été signalée plus haut dans les basaltes doléritiques, elle est comparable à celle de l'orthose figurée page 25 (fig. 5), avec, en plus, la macle de Carlsbad.

Le gisement le plus remarquable à signaler à cet égard est celui qui a été trouvé par M. Munier-Chalmas, et décrit par M. Michel-Lévy (*B. S. M. X.* 71. 1887), à Périer près Issoire, dans le gisement de zéolites qui sera étudié à l'article *chabasié*. L'angle d'extinction dans  $g^1$  (010) est de  $-20^\circ$  à  $23^\circ$ . Ces lames feldspathiques présentent une grande analogie avec celles du Schiffenberg près Giessen, étudiées par M. Streng ; elles atteignent rarement  $1^{\text{mm}}$  de plus grande dimension.

*d)* Labradorites. — Les labradors des labradorites du Plateau Central présentent les mêmes particularités que ceux des basaltes.

*e)* Andésites. — Dans les andésites augitiques et dans une partie des andésites à hornblende du Plateau Central, le labrador est le feldspath dominant en phénocristaux ; il est parfois associé à du labrador-bytownite, plus souvent à de l'andésine, qui domine dans les andésites à hornblende et biotite et surtout dans les andésites à biotite. Dans ces dernières roches, le labrador n'existe pas en microlites ; les phénocristaux de labrador des andésites paraissent être en moyenne de plus grande taille et moins aplatis suivant  $g^1$  (010) que dans les basaltes.

Je ne me suis occupé jusqu'ici que des roches volcaniques tertiaires, pleistocènes ou modernes, les labradors se rencontrant, bien entendu, dans les roches de composition analogue d'âge antétertiaire, mais leurs cristaux, au lieu d'être vitreux et frais comme dans les roches plus récentes, sont le plus souvent troubles, opaques, ternes, colorés de

diverses façons et particulièrement en vert; ils possèdent un éclat cireux. Je ferai une mention spéciale pour les gisements suivants.

**Pyrénées.** — *Hautes-Pyrénées.* Sur la bordure nord du massif granitique du Néouvielle, depuis le pic d'Arbizon jusqu'aux environs de Barèges, ainsi que dans le massif du pic du Midi (lac Bleu), j'ai observé de nombreux filons minces de roches microlitiques. Ils se trouvent dans les roches éruptives (granite, granulite), dans les schistes et calcaires paléozoïques métamorphisés par elles. Ces filons dépassent rarement quelques mètres d'épaisseur; ils n'ont souvent que quelques centimètres. Leur composition oscille entre celle d'andésites et de labradorites (porphyrites); leur cristallinité est assez grande pour en faire presque des diabases. Parfois (ravin d'Escoubous près la Piquette déras lids en Barèges, et lac Bleu, massif du pic du Midi), ils renferment des phénocristaux de plagioclases dépassant 1<sup>cm</sup> de plus grande dimension. Ces cristaux font saillie sur les surfaces exposées à l'air. Ils sont généralement troubles, d'un blanc laiteux, mais parfois (lac Bleu) ils sont vitreux et aussi frais que dans une roche volcanique moderne. Ils sont constitués par des labradors. Leurs altérations consistent en calcite et en produits micacés.

**Vosges.** — *Vosges. Haute-Saône. Territoire de Belfort.* Les labradorites (porphyrites), en coulées dans le culm des Vosges à Belfahy (*Haute-Saône*), Giromagny (*Vosges*) et Le Puix près Belfort, présentent de remarquables phénocristaux de labrador.

Ces roches sont très analogues au porphyre vert antique de la Laconie utilisé par les Romains. Sur une pâte d'un vert sombre se détachent des cristaux de labrador d'un vert plus ou moins clair, atteignant 2<sup>cm</sup>, ainsi que de petits cristaux clairsemés d'augite. Dans les échantillons polis, on constate que les cristaux feldspathiques sont zonés et qu'ils possèdent fort souvent près de leur périphérie une zone ayant la couleur de la pâte de la roche. Ils sont aplatis suivant  $g^4$  (010), mais beaucoup moins que ceux des basaltes récents. Leurs formes sont :  $g^4$  (010),  $p$  (001),  $a^1$  ( $\bar{1}01$ ),  $a^{1/2}$  ( $\bar{2}01$ ), etc. ; ils sont maclés suivant les lois de l'albite et de Carlsbad (macles macroscopiques), de Baveno, de la péricline (macles microscopiques), et présentent des groupements de plusieurs individus qui fourniraient des observations intéressantes s'il était possible de les isoler.

Ils sont criblés de produits micacés, de calcite, etc.

d) *Dans les tufs volcaniques.*

**Plateau Central.** — *Haute-Loire. Ardèche.* Les tufs basiques de la Haute-Loire (notamment à La Besseyre) et des Coirons (Chenavari, Rochesauve) renferment des cristaux arrondis transparents de labradors, associés à d'autres feldspaths et à de nombreux types d'enclaves. Fréquemment accolés à de la magnétite, de l'augite; du sphène, ils proviennent de cristallisations profondes du magma basique.

2° *Dans les schistes cristallins.*

Les labradors sont extrêmement abondants comme éléments constitutifs des gneiss amphiboliques et pyroxéniques français (*Bretagne, Plateau Central, Morvan*). Aucun gisement ne mérite cependant, à ma connaissance, une mention spéciale à cet égard, les feldspaths en question s'y présentant en grains sans contours distincts et de petite taille.

#### BYTOWNITES ET ANORTHITES

[Ab<sub>1</sub> An<sub>3</sub> à Ab<sub>1</sub> An<sub>6</sub>] à [Ab<sub>1</sub> An à Ab<sub>0</sub> An<sub>4</sub>]

Triclinique :  $m t = 120^{\circ}30'$  (anorthite, Dx.).

$b : c : h = 1000 : 981,358 : 460,136$ .  $D = 836,382$ .  $d = 531,033$ .

angle plan de  $p = 115^{\circ}10'50''$

angle plan de  $m = 106^{\circ}31'48''$

angle plan de  $t = 100^{\circ}40' 7''$

$$\left[ \begin{array}{l} a : b : c = 0,634185 : 1 : 0,55015 \\ yz = 93^{\circ}13' \quad zx = 115^{\circ}57' \quad xy = 91^{\circ}13' \\ X = 94^{\circ}10' \quad Y = 116^{\circ}18' \quad Z = 92^{\circ}54' \end{array} \right]$$

*Formes observées.*  $p$  (001),  $m$  ( $1\bar{1}0$ ),  $t$  (110),  $g^1$  (010),  $a^{1/2}$  ( $\bar{2}01$ ),  $e^{1/2}$  ( $0\bar{2}1$ ),  $i^{1/2}$  (021),  $b^{1/2}$  ( $\bar{1}\bar{1}1$ ),  $c^{1/2}$  ( $1\bar{1}1$ ).

*Macles.* Les macles de l'albite et de Carlsbad se rencontrent à l'état macroscopique dans les cristaux d'anorthite étudiés plus loin; celles de Baveno et de la péricline y existent à l'état microscopique.

J'ai pris les mesures données dans ce tableau sur les cristaux d'anorthite de l'île Saint-Paul. Les angles des macles se rapportent à la macle de l'albite.

	Angles			Angles			Angles	
	calculés	mesurés		calculés	mesurés		calculés	mesurés
* $mt$	120°30'	120°35'	$\rho i^{1/2}$	137°21'	137°20'	$a^{1/2}g^1$ sur $b^{1/2}$	90°23'	90°22'
* $mg^1$	117°34'	117°30'	$i^{1/2}g^1$ sur $p$	43°11'		$a^{1/2}\bar{a}^{1/2}$ sort.	179°14'	
$t\bar{g}^1$	121°56'	121°50'	$p\bar{p}$ rentr.	171°40'	171°43'	$m c^{1/2}$ adj.	126°46'	
$h^1g^1$ gauche	87° 6'	87°17'	$c^{1/2}\bar{c}^{1/2}$ sort.	94°48'		$m a^{1/2}$ adj.	136°22'	136°30'
$m\bar{m}$	124°52'	124°49'	* $p m$ ant.	110°40'	110°39'	$m b^{1/2}$ sur $a^{1/2}$	98°35'	
$t\bar{t}$	116° 8'	116°12'	$p c^{1/2}$ adj.	125°43'	125°40'	$m e^{1/2}$ sur $a^{1/2}$	53°14'	
			$c^{1/2}m$ adj.	123°36'	123°34'	$t c^{1/2}$ sur $o^{1/2}$	85°10'	
$p a^1$ adj.	128°29'		$p\bar{t}$ ant.	114° 7'	114°14'	$t a^{1/2}$ adj.	134°36'	
$p a^{1/2}$	98°46'	99°	$p b^{1/2}$ adj.	122° 9'	122° 3'	$t c^{1/2}$ sur $a^{1/2}$	94°24'	
						$t i^{1/2}$ sur $a^{1/2}$	50°14'	
* $\rho c^{1/2}$	133°14'	133°14'	$b^{1/2}g^1$ adj.	115° 7'	115°14'			
$e^{1/2}g^1$ adj.	132°36'	132°38'	$a^1g^1$ sur $c^{1/2}$	91°47'				
* $\rho g^1$ gauche	85°50'	85°57'	$c^{1/2}g^1$ adj.	117°47'	117°40'			

*Faciès des cristaux.* Les cristaux d'anorthite étudiés plus loin sont rarement développés d'une façon à peu près égale suivant leurs trois axes cristallographiques : le plus souvent ils sont aplatis suivant  $g^1$  (010).

La bytownite et l'anorthite se rencontrent dans les gisements français plus souvent en masses laminaires qu'en cristaux distincts.

*Clivages.* Clivage  $p$  (001) parfait,  $g^1$  (010) moins facile.

*Dureté.* 6 à 6,5.

*Densité.* 2,728 bytownite; 2,736 à 2,749 anorthite de Saint-Clément (M. Fouqué); 2,737 à 2,758 anorthite pure.

*Coloration et éclat.* Incolore, blanc plus ou moins laiteux, jaune, rouge par altération. Éclat vitreux. Transparente ou translucide. Pousière blanche.

*Propriétés optiques.* Voir page 135. Autour de  $n_p$ , dispersion  $\rho < \nu$ , avec faibles dispersions inclinée et tournaute (?) (Dx).

Les données suivantes ont été prises sur des cristaux provenant de gisements français (Fq.).

		Sn <sub>p</sub>	Tn <sub>g</sub>	Extinction sur $g^1$
<i>Bytownite</i>	Saint-Clément	57°	42° à 43°	»
<i>Anorthite</i>	Nakety	57°	49°	»
	Obock	53° à 54°	48°30'	»
	Saint-Clément	53° à 56°	47° à 48°	— 37°
	Saint-Paul	»	»	— 35°22' Dx.

Sur l'anorthite de Saint-Clément, nous avons, M. Michel-Lévy et moi, mesuré les indices suivants (*C. R.* CXI. 846. 1890) (Na).

$$\begin{aligned} n_g &= 1,586 \\ n_m &= 1,581 (?) \\ n_p &= 1,574 \\ n_g - n_p &= 0,012 \end{aligned}$$

*Composition chimique.* Pour la composition théorique, voir p. 130. Analyses :

a) de la bytownite de la diorite orbiculaire de Santa Lucia de Tallano, par Delesse (*C. R.* XXVII. 41. 1848);

b) de l'anorthite de Saint-Clément (*Lx.*);

c) de l'anorthite de la météorite de Juvinas, par M. Rammelsberg, déduction faite des impuretés (*in* Cohen, *Meteoritenkunde*, 307. 1894).

	a)	b)	c)
SiO <sup>2</sup> .....	58,62	46,05	42,84
Al <sup>2</sup> O <sup>3</sup> .....	34,66	35,10	36,78
CaO.....	12,02	18,32	18,18
Na <sup>2</sup> O.....	2,55	0,50	1,85
K <sup>2</sup> O.....	1,06	»	0,35
MgO.....	0,33	»	»
FeO.....	0,66	»	»
H <sup>2</sup> O.....	0,49	»	»
	<hr/>	<hr/>	<hr/>
	100,39	100,07	100,00
Densité	2,737	»	»

M. Rupprecht a donné l'analyse de deux anorthites du val d'Orezza (*Corse*) dans une dissertation inaugurale (Erlangen, 1889) que je n'ai pas eue entre les mains.

*Essais pyrognostiques.* Fusible au chalumeau en un verre incolore. Facilement attaquable (surtout l'anorthite) par les acides, avec résidu de silice gélatineuse.

*Altérations.* Dans les gisements étudiés plus loin, l'anorthite présente les altérations micacées la saussuritisation ainsi que la transformation en wollastonite décrites page 46. La *vosgite* de Delesse est un labrador altéré.

### GISEMENTS ET ASSOCIATIONS

La bytownite se rencontre dans les conditions suivantes :

- 1° Dans les roches éruptives;
- 2° Dans les météorites;
- 3° Dans les roches sédimentaires modifiées au contact des roches éruptives;

4° Dans les roches sédimentaires modifiées par les incendies souterrains ;

5° Dans les schistes cristallins.

1° *Dans les roches éruptives.*

a) *Dans les roches granitiques.*

Les bytownites et l'anorthite ne se rencontrent que rarement dans les roches quartzifères. Dans les granites amphiboliques, ces feldspaths sont parfois associés à toute une série de feldspaths tricliniques moins basiques. Ces cristaux sont généralement très zonés.

L'existence de ces feldspaths basiques dans le granite amphibolique (vaugnérite) de Vaugneray (*Rhône*) explique une observation de Drian (*op. cit.*, 511) qui indique que les feldspaths de cette roche s'attaquent à la longue par l'acide sulfurique étendu.

Dans les granulites et les pegmatites, ces feldspaths se rencontrent surtout au contact de roches cristallines basiques (gneiss à pyroxène, amphibolites, cipolins); ils y sont le résultat de phénomènes d'endomorphisme. On s'explique aisément les variations de composition des feldspaths de semblables roches, l'irrégularité de leurs zones et l'existence fréquente, au centre des cristaux, de types moins basiques que ceux de certaines zones.

C'est à ce genre de gisement qu'il y a lieu de rapporter une partie des feldspaths de Saint-Clément (*Puy-de-Dôme*); les veines de granulite de ce gisement sont si intimement associées aux gneiss à pyroxène, qu'il n'est guère possible de les en séparer : je les étudierai page 202. J'en ai observé aussi de remarquables exemples dans les granites endomorphisés au contact des calcaires paléozoïques du sud d'Ax (Baxouillade en Orlu, Roc Blanc, etc.) (*Ariège*). L'anorthite constitue fréquemment une zone intérieure entre une zone de labrador et des zones périphériques de labrador, d'andésine et d'oligoclase.

b) *Dans les roches éruptives grenues basiques.*

Les gisements principaux de la bytownite et de l'anorthite dans les roches éruptives grenues sont les gabbros, les norites, les diabases, plus rarement les diorites. J'ai observé accidentellement ces minéraux dans une lherzolite.

Je ne m'occuperai ici que de quelques gisements dans lesquels ces feldspaths constituent des masses importantes dont il est possible d'extraire de gros échantillons.

**Pyrénées.** — *Haute-Garonne.* J'ai signalé (*Nouv. Archives du Muséum*, VI. 1894) un cas curieux de production d'anorthite dans une lherzolite du Tuc d'Ess en Coulédoux. La lherzolite à grands éléments se transforme localement en une roche verte compacte, qui, au microscope, se résout en une dentelle de hornblende dont tous les vides sont remplis par de grandes plages d'anorthite, maclées suivant la loi de l'albite (fig. 30, page 39).

J'ai signalé également, dans les diallagites de Moncaup, des transformations analogues.

*Arrière.* Il a été question plus haut des diorites que j'ai trouvées au sud d'Ax et au pic de Bèdeillat entre la petite vallée de Gnoles (montée du lac Naguille) et celle de Paraou en Orli. Le feldspath en grands éléments atteignant parfois plus d'un centimètre est constitué souvent exclusivement par de l'anorthite ou de la bytownite, qui est en général zonée et associée à du labrador-bytownite, du labrador et de l'andésine. De même que dans les granites endomorphisés de Baxouillade dont il a été question plus haut, l'anorthite n'occupe souvent pas le centre des cristaux. Il est fort possible, du reste, que les diorites de ces gisements ne soient que des pointements granitiques entièrement endomorphisés par absorption d'assises calcaires.

**Corse.** — On a vu à la page 48 que le gabbro à smaragdite (*verde di Corsica*) d'Orezza renferme de l'anorthite transformée en wollastonite. Ce feldspath, ainsi que la bytownite associée parfois au labrador, paraît très abondant dans les divers gabbros, norites et diorites du N.-E. de la Corse (voir tome I, page 589) (Monte Grosso, au cap Corse); ces minéraux y sont souvent saussuritisés.

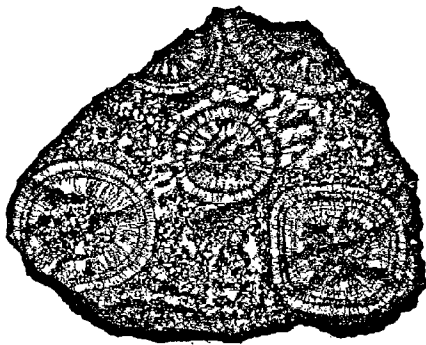


Fig. 1.  
Diorite orbiculaire de Santa Lucia de Tallano.  
(Réduction de  $\frac{1}{2}$ ).

Dans les gabbros et norites de l'arrondissement de Sartène, la bytownite et l'anorthite en cristaux nets est parfois englobée dans de grandes plages pœcilitiques de hornblende (Levie, San Gavino). La bytownite est l'élément dominant de la diorite orbiculaire qui a rendu célèbre le gisement de Santa



Lucia de Tallano. Cette roche est constituée par des orbicules atteignant 8 centimètres de diamètre essentiellement constitués par du feldspath et de l'amphibole. Ils sont réunis par un mélange grenu des mêmes éléments. Les orbicules se montrent à l'œil nu, surtout constituées par du feldspath; ils ont une structure fibrolamellaire divergeant d'un centre. Des zones concentriques sont dessinées par de l'amphibole verte. Dans certains échantillons à plus gros éléments, le feldspath existe presque seul.

Au microscope, on constate souvent une structure par secteurs : chacun de ces derniers est constitué par l'entassement de grains de bytownite, à axes obliques, offrant une association extrêmement répétée de macles de l'albite et de la péricline (fig. 2). Le plus souvent, ces macles, au lieu de former deux séries de bandelettes se coupant régulièrement, contiennent une série de bandes enchevêtrées et interrompues défiant la description.

Tantôt les zones feldspathiques sont absolument dépourvues d'amphibole, tantôt, au contraire, ce minéral se rencontre

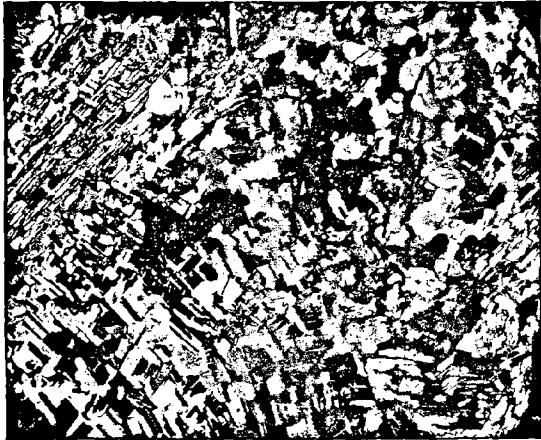


Fig. 2.

en petits éléments clairsemés. Dans le magma à grands éléments, englobant les orbicules, la hornblende verte est souvent ophitique par rapport au feldspath.

**Nouvelle-Calédonie.** — Les péridotites (dunites) de la Nouvelle-Calédonie sont traversées par des filons minces de nombreuses roches feldspathiques basiques (norites et gabbros), dans lesquelles l'anorthite se présente parfois en masses laminaires dépassant 5<sup>cm</sup> de plus grande dimension; cela a lieu notamment à Nakéty, sur la côte nord de l'île, d'où provient l'échantillon dont les propriétés optiques ont été données plus haut. Je dois cet échantillon à l'obligeance de M. L. Pelatan.

Dans la même région, les gabbros et norites à grands éléments sont

accompagnés par des roches finement grenues, blanches ou d'un vert émeraude, vendues dans le commerce sous le nom de *jade océanien*. Ces roches sont des diabases ou des gabbros montrant au microscope les phénomènes d'écrasement, de structure en mortier, les plus remarquables. Elles sont constituées en grande partie et parfois exclusivement par des feldspaths tricliniques (anorthite, bytownite ou labrador), avec ou sans un pyroxène qui possède une belle couleur vert émeraude à laquelle la roche doit sa couleur. C'est dans une diabase de ce genre que se rencontre l'ouwarovite décrite tome I, page 230.

Dans mon travail sur les gneiss à pyroxène (*B. S. M.* XII. 348. 1889), j'ai signalé ces roches, en faisant remarquer leur analogie avec certains gabbros à saussurite. En l'absence de documents stratigraphiques sur la région dont elles proviennent, je les avais citées pour mémoire, en les comparant aux gneiss à pyroxène de Bretagne, dont elles possèdent la structure. Des indications de M. Pelatan, il résulte que ces roches forment des filons minces dans les serpentines et qu'elles doivent par suite être rattachées au groupe des roches éruptives grenues.

c) *Dans les roches volcaniques.*

La bytownite et l'anorthite ne se rencontrent, comme élément essentiel, que dans un très petit nombre de basaltes du Plateau Central; c'est dans des gisements coloniaux qu'il faut aller chercher des échantillons bien caractérisés de ces minéraux. Ces feldspaths se présentent avec l'aspect vitreux et la structure fendillée de la sanidine.

**Obock.** — Dans des basaltes envoyés d'Obock au Muséum par M. Maindron, j'ai trouvé des échantillons renfermant de grands cristaux feldspathiques d'anorthite qui atteignent 1<sup>cm</sup>. Dans les cendres basaltiques de cette région se trouvent des fragments transparents du même minéral, qui ont permis à M. Fouqué de déterminer les propriétés optiques données plus haut. Ces échantillons ont été recueillis sur la petite plage d'une langue de terre située au fond oriental du Gubhet El Kharab.

**Iles Saint-Paul et Amsterdam.** — M. Vélain a signalé (*Descr. géol. de la presqu'île d'Aden, de la Réunion, etc.* Paris. 293. 1878) l'abondance de l'anorthite dans les basaltes des îles Saint-Paul et Amsterdam, en cristaux porphyroïdes, atteignant parfois plusieurs centimètres. Ces roches à anorthite sont remarquablement belles et offrent

la plus grande ressemblance avec les laves à anorthite décrites par M. Fouqué à Santorin.

Le même feldspath se rencontre en grande abondance en cristaux, pour la plupart isolés, dans les tufs accompagnant ces basaltes à l'île Saint-Paul; il y forme des cristaux jaunâtres très riches en inclusions vitreuses, associés à des cristaux d'augite. Je dois à l'obligeance de M. Vélain un très joli petit cristal jaune provenant de ce gisement; il présente environ 5<sup>mm</sup> dans la direction de chacun de ses axes et offre les formes  $p$  (001),  $m$  ( $1\bar{1}0$ ),  $t$  (110),  $g^1$  (010),  $a^{1/2}$  ( $201$ ),  $e^{1/2}$  ( $0\bar{2}1$ ),  $i^{1/2}$  (021),  $b^{1/2}$  ( $\bar{1}\bar{1}1$ ),  $c^{1/2}$  ( $1\bar{1}1$ ) (fig. 3).

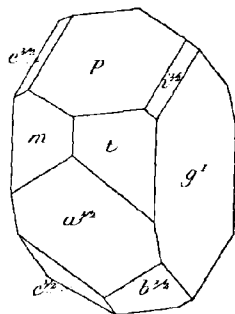


Fig. 3.  
Anorthite de l'île Saint-Paul.

C'est sur ce cristal que j'ai pris les mesures données plus haut. Les propriétés optiques de cette anorthite sont très voisines de celles de l'anorthite de la Somma.

d) *Dans les enclaves de roches éruptives.*

**Plateau Central.** — J'ai indiqué, tome I, page 565, l'existence, dans les basaltes du Plateau Central, d'enclaves grenues, riches en hypersthène, augite et plagioclases. Je les considère comme des enclaves énallogènes des basaltes, bien que quelques-unes d'entre elles puissent être des enclaves homœogènes, c'est-à-dire des produits de formation du magma basaltique lui-même. La bytownite et l'anorthite constituent un élément essentiel de quelques-unes d'entre elles. Ces feldspaths se rencontrent parfois dans les enclaves homœogènes grenues des andésites, labradorites et basaltes ayant la composition de diorites ou de diabases (*Les encl. des roches volc.*).

**Esterel.** — *Var. M.* Michel-Lévy m'a signalé l'existence de la bytownite et de l'anorthite comme élément essentiel d'enclaves homœogènes à grands éléments trouvées dans la microgranulite à amphibole (porphyre bleu) du Dramont près Agay. J'en ai examiné un bel échantillon que je dois à l'obligeance de M. Nentien. C'est aux dépens des feldspaths de ces enclaves que se sont formées les zéolites (analcime, stibite, laumonite) dont il sera question plus loin.

2° *Dans les météorites.*

L'anorthite et la bytownite constituent un des éléments essentiels de certaines météorites. Quelques-unes de celles-ci (type *eucrite*) sont très analogues, comme structure, à des labradorites à structure ophi-

tique (Jonzac, près Barbezieux (*Charente-Inférieure*), 13 juin 1816, et Juvinas (*Ardèche*), chute du 15 juin 1821), alors que d'autres (*howardite*), à structure extrêmement déformée par action mécanique, ren-

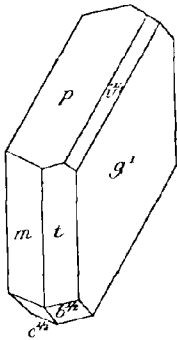


Fig. 4.

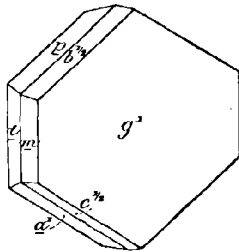


Fig. 5.

Anorthite de la météorite (eucrite) de Juvinas, cristal simple (fig. 4), cristal maclé suivant la loi de Carlsbad (fig. 5).

ferment du périclote et peuvent être comparées à des diabases à enstatite et olivine très dynamométamorphisées (Le Teilleul (*Manche*), 14 juillet 1845). Dans la météorite du Teilleul, l'anorthite est en petites plages microscopiques ; il n'en est plus de même de l'eucrite de Juvinas, qui est très cristalline, miarolitique, et qui présente des géodes d'où ont été extraits les cristaux de pyroxène étudiés tome I, page 598, et des cristaux d'anorthite qui ont fait l'objet d'une description cristallographique de G. Rose et de M. von Lang (*Sitzb. Akad. Wissensch. Wien*, LVI. 1067). La fig. 4 représente un cristal décrit par ce dernier, tel qu'il a été redessiné par M. Schrauf (*Atlas der Krystallformen*, 1864) ; la fig. 5 est une macle de Carlsbad, d'après M. Tschermack.

Les cristaux sont aplatis suivant  $g^1$  (010) et présentent les faces  $p$  (001),  $g^1$  (010),  $m$  (1 $\bar{1}$ 0),  $t$  (110),  $a^1$  ( $\bar{1}$ 01),  $e^{1/2}$  (0 $\bar{2}$ 1),  $i^{1/2}$  (021),  $b^{1/2}$  ( $\bar{1}\bar{1}$ 1),  $e^{1/2}$  (1 $\bar{1}$ 1) ; ils sont maclés suivant les lois de l'albite et de Carlsbad.

L'examen microscopique fait voir que la roche ressemble à une brèche ignée, par places assez brisée. La structure est ophitique avec de très grandes variations dans la dimension des éléments constituant une même section mince. Les feldspaths montrent les deux macles signalées plus haut, et en outre la macle de la péricline. Quand on les étudie au point de vue de l'extinction dans les sections perpendiculaires aux bissectrices, on constate que le feldspath dominant est l'anorthite associée à de la bytownite et à du labrador-bytownite. Ils renferment des inclusions ferrugineuses analogues à celles des gabbros scandinaves.

Dans la météorite de Jonzac, le feldspath se présente en cristaux ayant les mêmes formes que dans celle de Juvinas, mais atteignant de plus grandes dimensions.

3° *Dans les roches sédimentaires métamorphosées par les roches éruptives.*

a) *Contact de la lherzolite.*

**Pyrénees.** — On trouvera à l'article *dipyre* la description des remarquables roches silicatées que j'ai observées au contact des lherzolites et des calcaires marneux jurassiques des Pyrénées. Dans ces roches métamorphiques, l'anorthite et la bytownite sont associées à l'orthose. Ces minéraux sont finement grenus et ne peuvent généralement être décelés que par le microscope, mais j'ai trouvé aussi [Bois du Fajou près Caussou (*Ariège*)] des cornéennes blanches presque entièrement formées par de l'anorthite en plages de plusieurs millimètres, englobant des cristaux de pyroxène, d'amphibole (structure pœcilitique). Dans l'anorthite de ces roches de contact, je n'ai observé que la macle de l'albite.

b) *Contact du granite.*

La bytownite et l'anorthite ne sont pas rares en plages finement grenues dans les cornéennes résultant de la transformation des calcaires paléozoïques par le granite. Dans tous les gisements étudiés (Normandie, Pyrénées, Plateau Central), ces feldspaths sont microscopiques.

4° *Dans les roches houillères fondues par les incendies souterrains.*

L'anorthite en microlites abonde dans les roches néogènes formées par la fusion des schistes houillers dans les incendies souterrains (voir tome I, pages 531 et 602). C'est Mallard qui a signalé le premier (*B. S. M.* IV. 230. 1881) ce minéral à Commeny (*Allier*), où il s'isole parfois dans des géodes en petites lamelles  $g^1$  (010), aplaties suivant cette face ( $g^1 pa^1 mt$ ). Je l'ai retrouvé à Cransac (*Aveyron*), Épinac (*Saône-et-Loire*); enfin M. Vélain m'en a communiqué de jolis cristaux provenant des mines d'anthracite de Psychagnard (*Isère*). Ils constituent des lames  $g^1$  (010), très minces, limitées par les faces  $p$  (001),  $a^1$  ( $\bar{1}01$ ),  $a^3/a^4$  ( $\bar{4}03$ ),  $a^1/a^2$  ( $\bar{2}01$ ),  $m$  ( $\bar{1}\bar{1}0$ ),  $t$  (110).

5° *Dans les schistes cristallins.*

L'anorthite et la bytownite sont fréquentes dans les gneiss amphiboliques et dans les gneiss pyroxéniques associés ou non à des cipolins. Quelques-uns d'entre eux méritent une mention spéciale; pour plus de détails sur ces gneiss et en ce qui concerne leur bibliographie, je renvoie à la description que j'en ai publiée (*B. S. M.* XII. 1889).

**Bretagne.** — *Morbihan.* Le gneiss à pyroxène de Roguédas près Vannes est connu depuis longtemps pour son anorthite, associée du reste à d'autres plagioclases. Cette anorthite est transformée en partie en wollastonite.

**Plateau Central.** — *Ardèche.* Des gneiss à pyroxène, à anorthite, bytownite et wollastonite, se rencontrent en bancs minces près de Saint-Félicien (à la sortie du village dans un chemin conduisant à la scierie).

*Puy-de-Dôme.* J'ai donné, dans le mémoire cité plus haut (p. 146), la description du gneiss à pyroxène de Saint-Clément, découvert par M. Gonnard. Cette roche avait été décrite antérieurement sous le nom inexact de « gabbro à anorthite » (*B. S. M.* IX. 46. 1886). Ce gisement de Saint-Clément est intéressant, car il renferme des roches dont les variations de composition sont dues à ce qu'aux gneiss à pyroxène sont associées des veinules de granulite qui ont été endomorphisées et qui présentent des feldspaths très divers. M. Gonnard m'a remis des gneiss à pyroxène renfermant des morceaux de feldspaths qui mesurent plusieurs centimètres de plus grande dimension : ils sont mélangés seulement d'un peu de pyroxène, alors que d'autres sont associés à du quartz. La composition de ces feldspaths oscille entre celle de l'anorthite presque pure et celle de la bytownite. Il paraît probable qu'une étude approfondie d'un plus grand nombre d'échantillons ferait découvrir, dans les roches quartzifères, des feldspaths moins basiques. Cette roche renferme des associations pœcilitiques d'anorthite et de pyroxène.

*Loire.* M. de Chaignon m'a communiqué un superbe gneiss pyroxénique à grands éléments analogue à celui de Saint-Clément. Dans quelques échantillons, la bytownite forme des lames de clivages de plusieurs centimètres carrés, riches en cristaux de pyroxène (structure pœcilitique). Cette roche a été trouvée en blocs dans les champs sur le bord de la route de Montbrison à Bar, à 300 m. au delà du pont qui franchit le Cotoyet. Elle constitue vraisemblablement des bancs dans les gneiss de cette région.

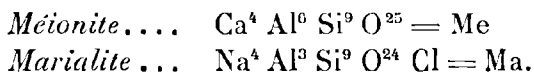
*Saône-et-Loire.* L'anorthite abonde dans les gneiss amphiboliques du Morvan et notamment dans ceux du moulin Guissenot près Broye.

**Esterel.** — L'anorthite est le feldspath dominant de quelques gneiss amphiboliques de Saint-Maxime.

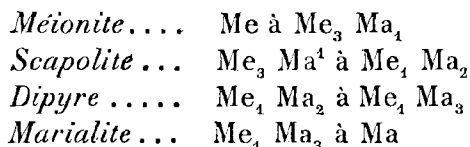
GRUPE DES WERNERITES

Le groupe des wernerites est constitué par des minéraux quadratiques (avec hémiedrie pyramidale) clivables suivant les faces du prisme et présentant entre eux de remarquables relations, analogues à celles du groupe des feldspaths.

M. Tschermak, en effet, a fait voir (*Ber. Akad. Wien*, LXXXVIII. 1842. 1883) que leur composition chimique pouvait être interprétée en admettant qu'ils sont constitués par des mélanges isomorphes des deux termes extrêmes :



Des noms spéciaux ont été donnés à un grand nombre de ces minéraux. On peut admettre, dans leur série, les groupements suivants :



correspondant aux compositions suivantes :

	Me	Me <sub>3</sub> Ma <sub>1</sub>	Me <sub>2</sub> Ma <sub>2</sub>	Me <sub>1</sub> Ma <sub>1</sub>	Me <sub>1</sub> Ma <sub>2</sub>	Me <sub>1</sub> Ma <sub>3</sub>	Ma
Si O <sup>2</sup> . . . . .	40,5	46,10	48,03	51,90	55,85	57,85	63,9
Al <sup>2</sup> O <sup>3</sup> . . . . .	34,4	30,48	26,16	26,47	23,73	22,35	18,1
Ca O . . . . .	25,1	19,10	17,04	12,90	8,67	6,53	»
Na <sup>2</sup> O . . . . .	»	3,54	4,76	7,15	9,62	10,87	14,7
Cl . . . . .	»	1,01	1,35	2,04	2,75	3,10	4,2
	<hr/> 100,0	<hr/> 100,23	<hr/> 100,34	<hr/> 100,45	<hr/> 100,62	<hr/> 100,70	<hr/> 100,9

à déduire O = 2 Cl.

Quelques wernerites renferment en outre un peu d'eau et d'acide sulfurique.

En 1889, j'ai fait voir d'autre part (*B. S. M.* XII. 356. 1889), par les mesures d'indices de réfraction reproduites plus loin, que les indices des diverses wernerites décroissent d'une façon continue de la méionite à la marialite, entraînant un décroissement consécutif de la biréfringence. En d'autres termes, les wernerites sont d'autant plus

réfringentes et plus biréfringentes que leur teneur en chaux est plus élevée.

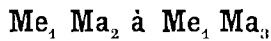
La densité croît en même temps avec la teneur en chaux de 2,566 (marialite) à 2,74 (méionite).

		$n_g^{60}$	$n_p^{60}$	$n_g - n_p$
Méionite	Hällestå (Suède).....	1,584	1,557	0,037
	Christiansand.....	1,592	1,552	0,037
	Somma.....	1,594	1,558	0,036
	Bolton (Mass.).....	1,588	1,552	0,036
	Malsjö.....	1,588	1,553	0,035
	Bolton.....	1,583	1,552	0,031
Scapolite	Baïkal (glaucolite).....	1,581	1,551	0,030
	Laurinkari (Finlande)....	1,583	1,553	0,030
	Arendal (Norvège).....	1,583	1,554	0,029
	Ersby (Suède).....	1,570	1,547	0,023
	Arendal (Dx.).....	1,566	1,545	0,021
	Pargas (Suède).....	1,577	1,550	0,017
Dipyre	Pouzac.....	1,558	1,543	0,015
	Pierrepont.....	1,562	1,546	0,016
Marialite	Ile de Procida.....	»	»	0,010

Des travaux nouveaux seraient nécessaires pour préciser les relations des propriétés optiques et de la composition, mes recherches n'ayant fixé que le sens de la variation. Il serait indispensable, pour une étude de ce genre, d'analyser le cristal même qui a servi aux déterminations optiques, la composition chimique des wernerites d'un même gisement n'étant pas toujours constante. La question est cependant plus simple que pour les feldspaths, car je n'ai pas constaté de cristaux composés de groupements physiques de plusieurs des types indiqués plus haut.

Parmi les minéraux du groupe des wernerites, seuls le dipyre et la scapolite se rencontrent en France ; c'est d'eux seuls dont j'aurai à m'occuper ici.

#### DIPYRE



Quadratique  $b : h = 1000 : 449.177$   $D = 707.107$

$[a : c = 1 : 0,63523 \text{ (Dx)}]$

Formes observées.  $m$  (110),  $h^1$  (100),  $h^3$  (210)<sup>1</sup>,  $a^1$  (101),  $l^1$  (112).

1. Ou  $h^2$  (310). Goldschmidt, *Index d. Kryst.*, III. 130. 1891.



*Macles.* Dans les roches à dipyre de la Loire-Inférieure, j'ai souvent observé une macle dans laquelle l'axe vertical de l'un des individus fait un angle de 90° avec celui de l'autre (fig. 4).

		Angles		Angles		Angles		
		calculés	mesurés	calculés	mesurés	calculés	mesurés	
[	<i>mm</i>	90°	90°	$h^3 h^1$	153°26'	153°33' (G.)	$b^1 b^1 s. p$	133°38'
	<i>mh^2</i>	135°	134°56'	$h^2 h^1$	161°34'		$a^1 b^1$	157°14' 157°30' (Dx.)
			135°	$a^1 a^1 s. p$	115°9'	115°9' (Dx.)	$m a^1$	112°16' 111°37'
	<i>m h^2</i>	153°26'		$a^1 h^1$	122°25'	122°2' (Dx.)	$a^1 a^1$	135°23' 135°43'
<i>mh^3</i>	161°34'	161°27', 15'	(G.)	$b^1 m$	114°11'		à 136°30'	

*Facies des cristaux.* Quand le dipyre se présente en cristaux distincts, il forme des prismes quadratiques *m* (110) avec souvent de petites facettes  $h^1$  (100); ils sont très striés verticalement. Les cristaux terminés par des sommets distincts sont rares et n'ont été trouvés qu'à Pouzac et à Saint-Béat; le prisme  $h^1$  (100) y est rarement plus développé que *m* (110). Les faces de la zone prismatique sont striées verticalement (fig. 7 et 9).

Le plus généralement les cristaux n'ont aucune terminaison géométrique; ils sont souvent creux, arrondis et ovoïdes. Le dipyre forme fréquemment des cristaux en forme de grains d'orge ou en globules; c'est la forme sous laquelle on le rencontre dans les roches de contact entièrement silicatées.

*Déformations mécaniques.* Les cristaux de dipyre des Pyrénées présentent de nombreuses déformations mécaniques; dans les calcaires, on les trouve souvent écrasés et brisés en plusieurs tronçons que cimentent de la calcite. Dans les roches entièrement silicatées à dipyre, ce minéral est fréquemment écrasé, il présente des phénomènes de torsion, des extinctions roulantes ainsi que la structure en ciment.

*Clivages.* Clivage suivant *m* (110) plus ou moins facile suivant les gisements; traces de clivage ou cassures transversales suivant *p* (001).

*Dureté.* 6. Fragile.

*Densité.* 2,62 à 2,646 (Libarrenx), 2,68 (Pouzac).

*Coloration.* Incolore et limpide, souvent blanc laiteux ou verdâtre, gris, noir, violacé, grâce à de nombreuses inclusions (voir plus loin). Éclat vitreux, un peu soyeux dans les variétés fibreuses. Transparent ou translucide.

*Inclusions.* Le dipyre est très riche en inclusions ; leur étude a un grand intérêt, car elle permet d'expliquer les différences présentées par les analyses de dipyre d'une même localité et de rejeter comme non justifié le nom de *couseranite* donné à certains dipyres.

Au point de vue des inclusions, il y a lieu de considérer successivement le dipyre des calcaires et celui des roches entièrement silicatées. Je ne m'occupe ici que des inclusions primaires, renvoyant au paragraphe *altérations* pour les inclusions secondaires.

a) *Dans les calcaires.* — Les cristaux hyalins les plus purs de dipyre renferment toujours des inclusions de calcite ; ils sont souvent creux et présentent des irrégularités de structure qui sont bien mises en évidence par les coupes minces des roches qui les renferment, aussi est-il difficile d'obtenir un cristal entier par l'attaque des calcaires par les acides.

Si des cristaux hyalins, on passe aux cristaux colorés et particulièrement aux cristaux noirs des calcaires noirs de l'Ariège (Seix, port de Salcix, étang de Lherz, port de Massat, etc.), on constate que le pigment charbonneux du calcaire s'est toujours concentré dans le dipyre ; il y est associé à des paillettes de mica, des grains de quartz. Souvent ces inclusions s'accumulent au centre du cristal dont les bords restent libres. Il n'est pas rare de trouver des cristaux de dipyre gris ou noirâtres dans un calcaire blanc ; dans ce cas, au moment de sa formation le dipyre a attiré à lui tout le pigment de la roche.

Ce sont ces cristaux noirs dont, en 1828, J. de Charpentier décrit les caractères extérieurs (*op. cit.*, 225) et qu'il proposa de nommer *couseranite*<sup>1</sup>. Dufrénoy (*A. Pc.* XXXVIII. 280. 1828) en fit une nouvelle étude, les crut monocliniques, en donna l'analyse (*e*) et confirma l'opinion de Charpentier. Il est curieux qu'aucun de ces deux savants n'ait eu l'idée de comparer ce minéral au dipyre qu'ils connaissaient cependant à Engoumer, à quelques kilomètres de leur gisement de couseranite.

Dans les calcaires de Prades, j'ai souvent trouvé, dans le dipyre, des inclusions de feldspath, d'amphibole ; dans un échantillon du ravin de Nadaliss près Viédessos, chaque aiguille de dipyre renferme un petit grenat.

<sup>1</sup> Ce nom est tiré de celui de l'ancienne province du Couserans ; l'orthographe doit être « couseranite » ; on a écrit « incorrectement » « couzèranite », « cousèranite ».

b) *Dans les schistes micacés de contact des ophites.* — Dans les schistes micacés de contact des ophites qui seront décrits plus loin, le dipyre est criblé de paillettes de mica, d'aiguilles de tourmaline, de rutile, d'actinote. On s'explique dès lors les couleurs variées, brunes, violacées, etc., des soi-disant couseranites des divers gisements et notamment de Pouzac. Tantôt ces inclusions sont distribuées d'une façon quelconque, tantôt elles sont orientées suivant l'axe vertical du dipyre.

c) *Dans les roches silicatées de contact de la lherzolite.* — Dans ces roches dépourvues de pigment charbonneux, le dipyre globuleux renferme en inclusions tous les autres éléments de la roche (mica en paillettes arrondies, pyroxène grenu, tourmaline, etc.) ; soit en fragments ultramicroscopiques, soit en individus assez gros ; il en résulte alors une structure pœcilitique (fig. 1, 8, 10).

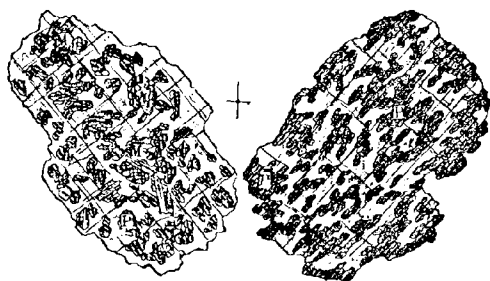


Fig. 1.

Lame mince de dipyre d'une cornéenne du bois du Fajou, montrant les inclusions de diopside dans le dipyre. (Lumière naturelle, grossissement de 100 diamètres.)

Dans les schistes micacés et surtout dans les cornéennes, les inclusions sont souvent beaucoup plus abondantes que le dipyre qui les renferme ; celui-ci est réduit à une sorte d'éponge cristalline servant de ciment aux autres minéraux. J'ai donné antérieurement de nombreuses figures de ces inclusions du dipyre (*Nouv. Arch. du Muséum*, VI. pl. 7. 8. 10. 1894).

d) *Dans les gneiss à pyroxène et à dipyre.* — Dans le dipyre des gneiss à pyroxène de la Loire-Inférieure, j'ai observé de très fines aiguilles noires opaques distribuées parallèlement à l'axe vertical de leur hôte ; elles occupent souvent le centre seulement du cristal ; elles sont insolubles dans l'acide chlorhydrique et paraissent primaires, car on les trouve aussi dans la calcite associée à ce gneiss à pyroxène.

*Propriétés optiques.* Un axe négatif. Les indices mesurés par M. des Cloizeaux (verre rouge) *a*) et par M. Lattermann *b*), sont les suivants :

	<i>a</i> )	<i>b</i> )
$n_g$	= 1,558	1,5545
$n_p$	= 1,543	1,5417
$n_g - n_p$	= 0,015	0,0128

*Composition chimique.* Voir p. 204, pour la composition théorique. Il y a lieu de faire remarquer qu'aucune des analyses du dipyre des Pyrénées ne montre de chlore.

Analyses : *a*) du dipyre hyalin de Libarrenx, par Delesse (*A. M.* IV. 614. 1843);

*b*) du dipyre transparent du même gisement, par Pisani (voir *Dx.*, *op. cit.*, 227);

*c*) du dipyre de Pouzac, par M. Damour *in Dx.* (*op. cit.*, I. 229);

*d*) du dipyre de Pouzac, par Schulze, *in* Goldschmidt (*N. J.*, *Beil.*, Bd I. 226. 1881);

Cette dernière analyse paraît avoir été faite sur une substance renfermant des inclusions de phlogopite incolore ainsi qu'en témoigne la grande quantité de Mg O et de K<sup>2</sup> O.

*e*) du dipyre noir (couscranite) du port de Saleix, par Dufrénoy (*A. M.* XXXVIII. 280. 1825).

	<i>a</i>	<i>b</i>	<i>c</i>	<i>d</i>	<i>e</i>
Si O <sup>3</sup> .....	55,5	56,69	56,22	53,97	52,37
Al <sup>2</sup> O <sup>3</sup> .....	24,8	22,68	23,05	23,68	24,02
Fe <sup>2</sup> O <sup>3</sup> .....	»	»	»	»	»
Mn O.....	»	0,39	»	»	»
Ca O.....	9,0	6,85	9,44	8,76	11,85
Na <sup>2</sup> O.....	9,4	8,65	7,68	3,55	3,96
K <sup>2</sup> O.....	0,7	0,78	0,90	6,43	5,52
Mg O.....	»	0,49	traces	1,40	1,40
Perte au feu	»	4,55	2,41	0,98	»
	<hr style="width: 50%; margin: 0 auto;"/>	<hr style="width: 50%; margin: 0 auto;"/>	<hr style="width: 50%; margin: 0 auto;"/>	<hr style="width: 50%; margin: 0 auto;"/>	<hr style="width: 50%; margin: 0 auto;"/>
Densité :	99,4	101,08	99,70	98,77	99,12
	2,646	2,62	2,65	2,613	2,69

*Essais pyrognostiques.* Au chalumeau, blanchit et fond facilement en un verre blanc bulleux; les cristaux noirs colorés par de la matière carbonneuse se décolorent par calcination. Difficilement attaqué par les acides.

*Altérations.* Les produits d'altération formés aux dépens du dipyre sont nombreux; ils se rencontrent surtout dans les schistes micacés de contact des ophites et dans le dipyre des calcaires. C'est à une partie de ces cristaux, et notamment à ceux de Pouzac, que l'on a attribué le nom de *couseranite* (page 108). M. Frossard a même proposé récemment (*B. S. M.* XIII. 187. 1890) d'employer désormais ce nom de *couseranite* pour désigner le dipyre altéré. Un semblable changement est contraire aux règles de la nomenclature scientifique; il serait peu logique, du reste, les cristaux originaux de *couseranite* de Charpentier et de Dufrénoy n'étant pas constitués par du dipyre altéré, mais comme je l'ai dit plus haut, par du dipyre surtout riche en inclusions variées.

J'ai observé les modes suivants d'altération :

1° *Altération sans formation de produits cristallisés.* — Le dipyre, avant de se décomposer, présente des clivages largement ouverts et prend une structure fibreuse; il est alors blanc soyeux. Au microscope, les clivages sont bordés par une zone monoréfringente et le minéral offre, entre les nicols croisés, l'apparence d'un feldspath triclinaire avec bandes alternativement monoréfringentes et biréfringentes (fig. 2).

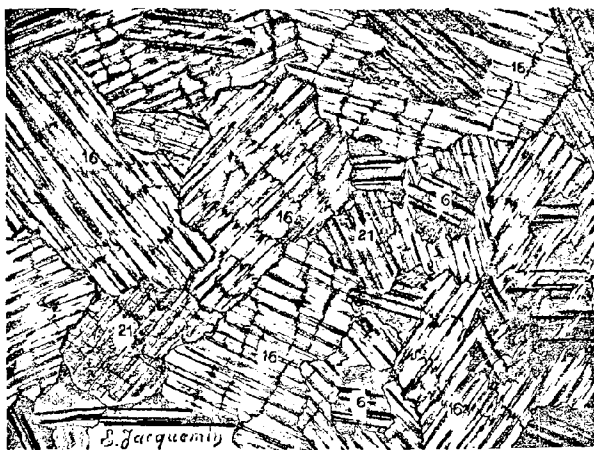


Fig. 2.

Lame mince d'un gneiss à dipyre de Saint-Brevin formé par du diopside (21), de l'oligoclase (6) et du dipyre (16) devenu fibreuse par altération.

2° *Transformation en mica.* — Cette altération est assez fréquente;

le dipyre est le plus souvent complètement transformé en un agrégat cryptocristallin de fines paillettes micacées très biréfringentes ; l'altération se propage souvent le long des clivages. Le minéral devient tendre, très difficilement fusible au chalumeau sur les bords.

C'est probablement à ce mode d'altération qu'il y a lieu de rapporter l'analyse suivante faite par M. Pisani sur les cristaux (dits couseranite), de Pouzac (voir Dx., *op. cit.*, I, p. 234).

Si O <sup>2</sup> .....	58,33
Al <sup>2</sup> O <sup>3</sup> .....	20,20
Fe O.....	1,90
Mg O.....	7,20
Ca O.....	0,99
K <sup>2</sup> O.....	8,82
Na <sup>2</sup> O.....	0,76
H <sup>2</sup> O.....	2,35
	<hr/>
	100,55

3° *Transformation en leuchtenbergite.* — La pseudomorphose s'effectue de la même façon que la précédente, mais les lames de la leuchtenbergite sont de plus grande taille et il est facile de déterminer toutes leurs propriétés optiques (voir tome I). Ce mode d'altération est fréquent à Libarrenx, Pouzac, etc. La formation de leuchtenbergite est souvent accompagnée de celle de calcite.

4° *Calcification et quartzification.* — Fréquemment les cristaux de dipyre sont transformés en calcite cryptocristalline, accompagnée ou non de quartz. Les plus beaux exemples de ce genre d'altération s'observent à Gerde, dont les cristaux de 1<sup>cm</sup> se dissolvent presque complètement avec effervescence dans les acides en laissant un résidu pulvérulent dans lequel n'existe souvent plus trace du minéral primordial.

5° *Transformation en zéolites.* — Les gisements de dipyre des Pyrénées sont souvent riches en zéolites qui se sont formées à leurs dépens. J'ai pu, du reste, constater le fait d'une façon positive dans l'ophite de Lez où la chabasia et la stilbite forment des géodes dans le dipyre lui-même. Celui-ci montre au microscope l'altération suivant le mode 1 : c'est dans la matière colloïde d'altération que sont logées les zéolites (chabasia et stilbite).

*Diagnostic.* Le dipyre se distingue des autres wernerites par sa faible biréfringence, du quartz qui l'accompagne souvent par sa biréfringence

plus forte, le signe négatif de son axe optique et enfin par son système cristallin.

Ainsi que l'a fait remarquer déjà M. des Cloizeaux (*op. cit.*, 234), on trouve souvent dans les collections sous le nom de couseranite les minéraux suivants engagés dans des calcaires noirs : 1° cristaux noirs de quartz (Pouzac, pic de Ger près les Eaux-Bonnes); 2° hornblende noire (cirque de Troumouze, dans la vallée de Héas); 3° orthose noire  $m(110)$ ,  $p(001)$  (vallée de Héas, Seix, cap de Mont, etc.). Il faut y ajouter, en outre, 4° albite noire  $m(110)$ ,  $t(110)$ ,  $p(000)$ . La forme de ces cristaux ne permet pas cependant de les confondre avec le dipyre.

On a vu en outre (tome I) que M. Charpentier a attribué à l'andalousite (chiastolite) les cristaux de dipyre noir de quelques calcaires de la Haute-Garonne.

### GISEMENTS ET ASSOCIATIONS

J'ai montré à diverses reprises la diffusion du dipyre dans les gisements les plus variés.

Les Pyrénées sont à ce point de vue fort remarquables en présentant ce minéral en abondance considérable dans toutes ses diverses conditions de gisement. Je l'ai observé :

- 1° Dans les schistes cristallins et les cipolins qui leur sont associés ;
- 2° Dans les roches d'âge secondaire métamorphosées au contact des lherzolites et des ophites ;
- 3° Dans des roches éruptives comme produit secondaire.

1° *Dans les schistes cristallins et les cipolins qui leur sont associés.*

Dans mon mémoire sur les *gneiss à pyroxène et les roches à wernerite*, j'ai fait voir, par de nombreux exemples, l'abondance du dipyre dans les gneiss à pyroxène grenus qui sont souvent associés à des cipolins.

Il existe fréquemment des passages entre ces deux catégories de roches ; ils se produisent par l'intermédiaire de gneiss particulièrement riches en dipyre (*B. S. M.* XII. 83-364. 1889 et *Bull. Sc. nat. de l'Ouest*, I. 173. 1891). Ces gneiss à pyroxène se trouvent en général à la partie supérieure de la série gneissique ; ils sont associés à des micaschistes granulitisés et à des roches amphiboliques.

**Bretagne.** — *Finistère.* Le gneiss pyroxénique à dipyre de Brun-

daonez en Guisseny (*op. cit.*, 134) est rubané, grâce à l'orientation du pyroxène et de l'amphibole. Le dipyre est l'élément blanc dominant; il est grenu, parfois un peu allongé suivant l'axe vertical et moule une petite quantité d'oligoclase.

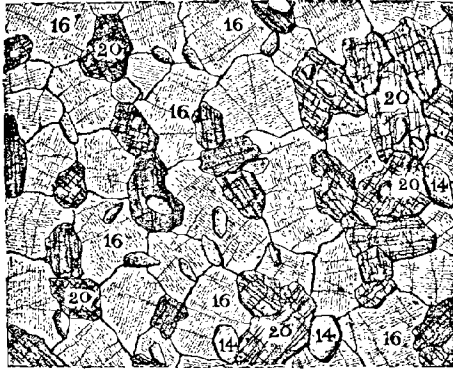


Fig. 3.

Lame mince du gneiss à dipyre de l'Étang près Saint-Nazaire. 16, dipyre avec inclusions ferrugineuses; 14, sphène; 20, diopside.

*Loire-Inférieure.* Les plus importants gisements de gneiss à dipyre que j'ai étudiés se trouvent dans la Loire-Inférieure; l'un s'observe sur la rive gauche de la Loire, sur la route de Saint-Brévin à Corsept (de petites carrières y ont été ouvertes à Roiloup, au moulin de la Grée).

Les autres se trouvent sur la rive droite de la Loire près de Saint-Nazaire (carrière de l'Étang, à 5 km. 5 N. de cette ville, sur la route de Saint-André-des-Eaux et à 2 km. E. de la ville, et sur la côte de Ville-ès-Martin, un peu avant le fort).

Dans tous ces gisements, les gneiss à dipyre sont des roches d'un gris jaunâtre, compactes, d'apparence souvent homogènes; elles se brisent facilement quand elles sont riches en dipyre: c'est dans celles-ci que j'ai observé les maclas à angle droit de dipyre (fig. 4).

La distribution du pyroxène ou de l'amphibole, suivant des plans parallèles, n'est pas toujours distincte dans la roche fraîche, mais dans les parties altérées on voit toujours l'indication nette du rubanement.

Les roches à grands éléments que l'on trouve dans ces gisements



sont en général des roches exceptionnelles dues à l'action de la granulite sur les gneiss à dipyre.

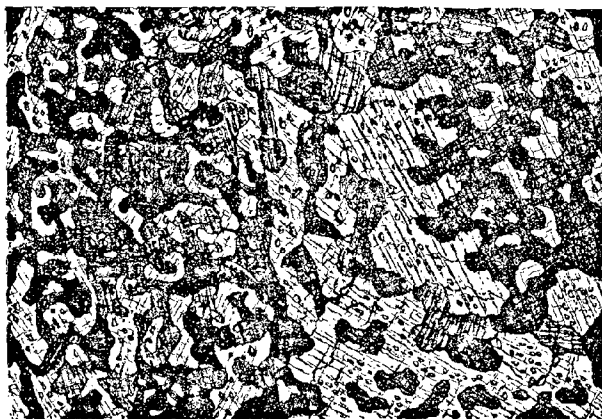


Fig. 4.

Lame mince d'un groupement de dipyre du gneiss à dipyre de Ville-ès-Martin. Les parties éteintes sont croisées à  $90^\circ$  avec celles qui sont éclairées. Le dipyre est groupé en micropegmatites avec lui-même; il renferme des inclusions de diopside.

Quand le gneiss renferme un peu de calcite, ce dernier minéral est dissous aux affleurements par les eaux atmosphériques et laisse à découvert les minéraux qu'il englobe. Il en résulte de petites géodes dans lesquelles on trouve, mais en cristaux toujours arrondis, les éléments constituant de la roche : dipyre, pyroxène, amphibole, pyrrhotine, sphène, etc.

Le plus souvent, le dipyre est grenu, plus rarement allongé suivant l'axe vertical, mais il ne se présente jamais en cristaux mesurables. Il est parfois associé à des feldspaths (oligoclase, orthose). Il existe tous les passages possibles entre les gneiss à pyroxène riches en dipyre, dépourvus de feldspaths et les gneiss à pyroxène feldspathiques sans dipyre.

Le gisement de Ville-ès-Martin est fort remarquable, car on y voit une alternance de bancs minces de gneiss feuilletés, de cipolins et de gneiss à pyroxène. Les salbandes des cipolins sont constituées par des gneiss grenus à wernerite qui dérivent des cipolins par enrichissement de ces derniers en dipyre et disparition consécutive de la calcite. Dans ces roches de passage, j'ai observé des groupements pegmatoïdes de

dipyre dans dipyre, avec cette particularité que les individus formant la pegmatite sont disposés de telle sorte que l'axe vertical de l'un fait un angle de  $90^\circ$  avec celui de l'autre.

J'ai décrit de remarquables modifications métamorphiques subies par ces gneiss à dipyre au contact de la granulite (*op. cit.*, 117); ils deviennent à grands éléments et l'on trouve des plages de dipyre déchiquetées au milieu de grands cristaux néogènes d'oligoclase.

**Pyrénées.** — *Ariège.* Dans le lit même du ruisseau du Bastard descendant du port de Massat pour rejoindre le ruisseau de Massat au-dessus de l'étang de Lherz, j'ai trouvé du dipyre formant des masses fibreuses qui atteignent la grosseur de la tête et sont parfois mélangées d'amphibole. Ce dipyre se trouve dans des bancs de gneiss amphiboliques intercalés dans des gneiss grenatiferes eux-mêmes associés à des lits de granulite. Malheureusement toutes ces roches sont fort altérées et ne sont visibles que dans le ruisseau; il n'est pas possible dès lors de savoir si le dipyre y est primaire au même titre que celui de la Loire-Inférieure, ou secondaire, formé aux dépens des feldspaths des amphibolites comme au port de Saleix et à l'étang de Lherz, ou enfin formé sous l'influence de la lherzolite qui se trouve à peu de distance et développe du dipyre dans tous les calcaires du voisinage.

Toutes les roches gneissiques du ravin du Bastard sont imprégnées de *chabasia*.

## 2° Dans les roches d'âge secondaire métamorphosées au contact des lherzolites et des ophites.

**Pyrénées.** — La formation du dipyre est l'une des caractéristiques les plus constantes de l'action de la lherzolite et des ophites sur les calcaires, les marnes calcaires et les grès secondaires des Pyrénées.

J'ai publié deux mémoires sur ces phénomènes de métamorphisme de contact (*Nouvelles Archives du Museum*, VI. 209-308. pl. 5-10. 1894 et *B. C. F.* n° 42. 1-140. 1895), les renseignements qui suivent en sont extraits. Je crois devoir entrer dans des détails circonstanciés à cet égard à cause de l'importance des gisements de ce minéral dans les Pyrénées : des phénomènes de ce genre n'ont du reste pas été trouvés dans d'autres régions.

Les phénomènes de contact de la lherzolite et ceux des ophites présentent entre eux les plus remarquables analogies ; ils ne diffèrent guère les uns des autres que par leur intensité moins grande dans le cas des ophites que dans celui des lherzolites.

En outre du dipyre, on trouve dans tous ces contacts, comme éléments néogènes, de la tourmaline, des micas, de l'albite, des amphiboles, des chlorites, du rutile, du sphène (voir à ces espèces), plus rarement du quartz. Mais dans les sédiments modifiés par la lherzolite ils sont souvent accompagnés d'orthose, de microcline, de feldspaths tricliniques basiques, de pyroxènes. L'albite et la chlorite (leuchtenbergite), sont plus communes dans les contacts d'ophite que dans ceux de lherzolite.

L'existence constante du dipyre aussi bien au contact de la lherzolite qu'à celui de l'ophite rend parfois difficile l'exacte appréciation de la part due à chacune de ces roches dans les phénomènes métamorphiques des régions où elles existent à proximité l'une de l'autre.

Les transformations métamorphiques dues aux ophites peuvent être comparées à celles qui s'effectuent à quelque distance de la lherzolite plutôt qu'à celles que l'on observe au contact immédiat de cette roche. La lherzolite seule, en effet, détermine la formation de roches entièrement silicatées dont la cristallinité rappelle celle des schistes cristallins (schistes micacés, cornéennes, roches amphiboliques), tandis que le plus généralement les schistes micacés de contact de l'ophite sont constitués seulement par des aiguilles de dipyre et d'amphibole englobées dans une masse de mica microcristallin.

En ce qui concerne plus spécialement le dipyre, on le rencontre dans les conditions suivantes :

1° En cristaux allongés suivant l'axe vertical atteignant souvent plusieurs centimètres, ils sont engagés dans des calcaires plus ou moins cristallins ; ils sont blancs si ceux-ci sont blancs ; ils concentrent généralement le pigment charbonneux que possèdent souvent les calcaires. On a vu plus haut que ces cristaux de dipyre noirs ont été autrefois considérés comme une espèce spéciale (*couseranite*). Je n'ai à citer que deux gisements dans lesquels ces cristaux de dipyre présentent des sommets distincts. Le plus généralement on n'observe que des faces prismatiques nettes. Les cristaux ont subi de nombreuses déformations mécaniques (voir plus haut) (contact immédiat des ophites et contact à distance des lherzolites).

2° En cristaux allongés suivant l'axe vertical pouvant atteindre plus de 1 centimètre et engagés, avec ou sans actinote, pyrite, dans des schistes cryptocristallins souvent calcifères. Au microscope, on constate que la pâte de ces roches est constituée par un fond de biotite microcristalline renfermant souvent des grains de quartz, des aiguilles de rutile, de tourmaline. L'albite y est plus rare.

Ces schistes sont, en général, peu cohérents, se délayent dans l'eau, ce qui les a fait désigner autrefois sous le nom d'argiles talqueuses. Ils passent aux calcaires par acquisition de calcite (contact immédiat des ophites); ils sont le résultat de la transformation de marnes calcaires.

3° En cristaux globuleux dans les roches entièrement silicatées de contact immédiat de la lherzolite provenant de marnes calcaires. J'ai distingué les types suivants parmi ces roches :

a) *Cornéennes*. — Ce sont des roches très denses blanches, grises,

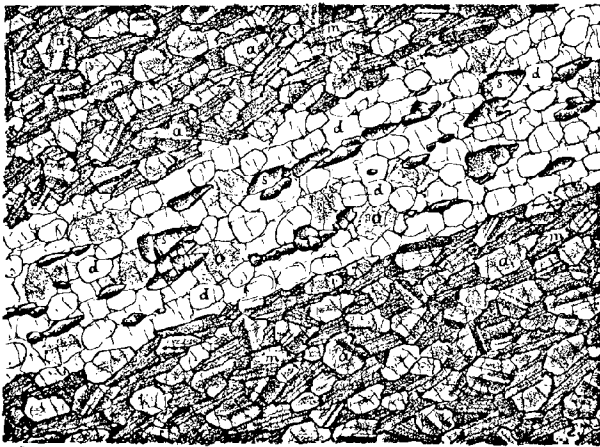


Fig. 5.

Lame mince d'un schiste micaé traversé par un lit mince de cornéenne (Fontâterouge) : bytownite (a), biotite (m), diopside (d), orthose (o), sphène (s). (Lumière naturelle.)

noires ou brunes, tantôt à éléments très fins, tantôt à éléments de plusieurs centimètres de plus grande dimension. Par leurs caractères extérieurs, elles rappellent quelques gneiss à diopside de la Loire-Inférieure. Leurs éléments essentiels sont constitués par le diopside (qui forme souvent plus de 80% de la roche), des feldspaths (variant de l'orthose à l'anorthite), des pyroxènes, des amphiboles, de la tourmaline, du mica, du

sphène, du rutile. Elles sont fréquemment rubanées par suite de la concentration de leurs éléments colorés dans des lits distincts. Les plus grandes variations existant dans ces cornéennes tiennent à la coexistence de plusieurs de ces minéraux comme élément essentiel ou à l'existence de l'un seulement d'entre eux. Parfois les cornéennes riches en dipyre forment des lits minces au milieu des schistes micacés (fig. 5).

La structure est grenue, mais présente des variations individuelles considérables. Le dipyre est souvent comme spongieux, englobant une quantité considérable de grains de pyroxène, d'amphibole, de tourmaline, des paillettes de mica et présentent tous les types possibles de structure pœcilitique.

b) *Schistes micacés*. — Ces schistes ressemblent parfois à des mica-schistes, tant est grande leur cristallinité. Leur minéral caractéristique est la *biotite*; elle est toujours accompagnée d'un élément blanc, dipyre ou feldspath (orthose, oligoclase-albite, bytownite ou anorthite).

Ils peuvent à l'œil nu être distingués en deux groupes. Dans les *schistes micacés tachetés*, on observe, au milieu de la biotite riche en inclusions de pyroxène et de tourmaline, des taches blanches ayant de



Fig. 6.

Lame mince d'un schiste micacé tacheté à dipyre de la croix de Sainte-Tanoque en Lercoul. — Éponges de dipyre (*d*) englobant du pyroxène (*p*) et moulées par de la biotite (*m*) et de la tourmaline (*T*). (Lumière naturelle.)

1<sup>mm</sup> à 1<sup>cm</sup> de diamètre; elles sont le plus généralement constituées par un globule de dipyre renfermant en inclusions les minéraux précités,

ou plus rarement par un mélange d'anorthite, de pyroxène avec ou sans dipyre.

Dans une autre catégorie de schistes micacés, il n'existe plus de taches blanches, le dipyre ou les feldspaths (variant de l'orthose à l'anorthite avec souvent ces deux types extrêmes intimement associés), ou bien ces minéraux réunis sont régulièrement grenus ou généralement moulés par de la biotite. La structure de beaucoup de ces roches est remarquablement identique à celle des schistes micacés de contact du granite, alors que dans d'autres, elle rappelle celle des mica-schistes. Quelques-uns de ces schistes renferment du quartz, de la hornblende.

Ces divers schistes micacés à dipyre alternent avec les cornéennes ; il existe des termes de passage entre ces deux catégories de roches.

c) *Roches amphiboliques*. — Ces roches présentent deux types : l'un a l'aspect d'une diorite, il est formé en grande partie par l'enchevêtrement de longues aiguilles de dipyre et d'actinote. L'autre offre l'apparence d'une amphibolite ; mais au microscope, il se montre généralement riche en feldspaths basiques grenus, parfois en dipyre, en calcite et en sphène.

Dans toutes ces roches de contact immédiat de la lherzolite, le pigment charbonneux qui les colorait originellement a disparu ; il n'en est pas de même quand on observe les mêmes roches à quelques mètres de distance de la lherzolite.

Les diverses roches métamorphiques qui viennent d'être énumérées sont parfois traversées par des filonnets de dipyre obliques à la schistosité, plus rarement par des filonnets de quartz renfermant du dipyre, de la muscovite, de la zoïsite, etc. Enfin, leurs fissures sont tapissées de nombreuses zéolites qui seront étudiées plus loin.

4° En cristaux allongés dans des quartzites micacés résultant de la transformation des grès d'âge secondaire au contact des ophites.

Je passerai rapidement en revue les principaux gisements de ces divers types de dipyre.

*Basses-Pyrénées*<sup>1</sup>. Le dipyre existe au contact des ophites dans les calcaires de la tranchée du chemin de fer qui précède le tunnel de Villefranque, sur la voie de Bayonne à Ossès (avec albite et quartz), sur le bord de la mer, entre Biarritz et Caseville.

1. Les renvois à *op. cit.* sont relatifs à mon mémoire *B. C. F.*, n° 42. 1895. J'y ai fait la bibliographie de la question, sur laquelle je ne reviendrai pas ici.

Le dipyre se rencontre, bien qu'en faible quantité, dans des cornéennes à biotite, pyroxène, sphène, métamorphisées par une syénite augitique au km. 9 de la route d'Arudy à Saint-Christau (marnes calcaires ou flysch cénomaniens, d'après MM. Seunes et Beaugéy, qui ont décrit ce gisement).

Le gisement de Libarrenx mérite une mention spéciale, car c'est là qu'en 1786, Gillet de Laumont et Lelièvre ont découvert le dipyre. J'ai pu étudier leurs échantillons conservés au Muséum (coll. Gillet de Laumont). Le gisement se rencontre à 2 km. au sud de Mauléon, un peu en avant du moulin de Libarrenx (com. de Gotein-Libarrenx) et dans le lit même du Saison. La zone métamorphisée est actuellement noyée dans le gave.

Le dipyre se trouve : 1° dans un calcaire jaune en cristaux de 2 à 3<sup>mm</sup>, souvent calcifiés avec phlogopite, leuchtenbergite, pyrite et grands cristaux de quartz; 2° dans des schistes micacés en cristaux hyalins avec faces  $m$  (110) et  $h^1$  (100) nettes ou en cristaux globuleux à forme de grains d'orge.

Les pseudomorphoses en leuchtenbergite sont fréquentes. L'analyse donnée plus haut a été faite par Delesse sur le dipyre de ce gisement.

Le dipyre se rencontre aussi, mais rarement dans les calcaires et gypses à quartz, leuchtenbergite, rutile, tourmaline (voir tome I, page 105), etc., des carrières de gypse de Lys.

*Hautes-Pyrénées.* Le gisement de Pouzac est un des plus célèbres des Pyrénées. La halte de Pouzac est située sur un petit pointement de syénite néphélinique entouré par une ophite. Contre celle-ci vient s'appliquer une épaisse série de couches sédimentaires métamorphisées qui peut être suivie vers le sud sur le chemin de Bagnères-de-Bigorre jusqu'à Montloo, sur près de 1200 mètres. M. Frossard, qui étudie ce gisement depuis plus de 40 ans, a donné la liste détaillée des minéraux que l'on y rencontre (*Bull. Soc. Ramond* 1888).

On peut y distinguer, comme dans les autres contacts d'ophite (*op. cit.* 102), des calcaires à minéraux parmi lesquels domine le dipyre et des schistes micacés à dipyre.

Le dipyre est particulièrement remarquable dans des calcaires blancs marmoréens tachetés de jaune qui se trouvent entre l'ophite et la syénite néphélinique et tout près de cette dernière. Ils renferment de grands cristaux hyalins de dipyre atteignant plusieurs centimètres

parmi lesquels on trouve, bien que rarement, les faces  $a^1(101)$  et  $b^1(112)$  associées aux prismes  $m(110)$ ,  $h^1(100)$  (fig. 7),  $h^3$  ou  $h^2(310)$ . Ils

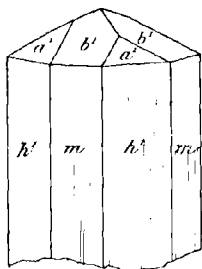


Fig. 7.  
Dipyre de Pouzac.

sont accompagnés par de l'actinote, de la trémolite, de la phlogopite et de la pyrite. Ce dipyre est toujours intact, mais dans les calcaires jaunes, il est souvent épigénisé par de la calcite; il y est accompagné par du quartz et des paillettes hexagonales de leuchtenbergite.

Je ne crois pas que le dipyre existe dans les calcaires renfermant des cristaux d'albite. Près de la maison Amaré se rencontrent des calcaires extrêmement riches en dipyre violacé (ancienne *couseranite*) et en actinote verte; ces cristaux atteignent 1<sup>cm</sup> et sont parfois si abondants qu'en s'enchevêtrant ils forment le squelette de la roche qui est remplie par de la calcite grenue associée à de la magnétite, de la biotite et de la tourmaline. L'actinote est postérieure au dipyre.

La disparition de la calcite conduit à des schistes micacés crypto-

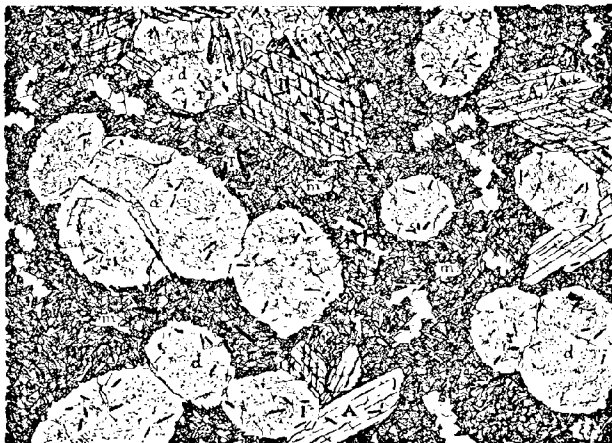


Fig. 8.

Lame mince d'un schiste micacé à dipyre de Pouzac. Globules de dipyre (*d*) et d'actinote (*A*) renfermant des paillettes de biotite et des aiguilles de tourmaline, englobés dans de la calcite. (*Lumière naturelle.*)

crystallins dans lesquels le dipyre et l'actinote forment de grands cristaux porphyroïdes (fig. 8). Fort souvent le dipyre ne forme pas de



cristaux nets comme dans les calcaires, mais constitué des globules ovoïdes rappelant la forme de grains d'orge.

Sur la rive droite de l'Adour, en amont de Bagnères-de-Bigorre, il existe des calcaires à dipyre, à Gerde et à Asté. Les cristaux de Gerde se trouvent en grande abondance dans un calcaire jaune sous forme de longs cristaux quadratiques à arêtes nettes; ils sont totalement calcifiés; il existe aussi des schistes micacés à dipyre dans ce gisement. Des roches analogues existent à Argelès-Debat, dans le lit du Sus, petit affluent de l'Arros; M. Frossard a signalé le dipyre à Ossun (route de Pontacq) où je ne l'ai pas observé moi-même.

*Haute-Garonne.* Le calcaire marmoréen de Saint-Béat renferme, au Cap de Mont, des cristaux hyalins et incolores de dipyre atteignant 4<sup>cm</sup> de longueur. Dans la carrière de Rie, j'ai trouvé de petits cristaux également transparents présentant les pointements  $a^1$  (101) souvent arrondis. Dans les calcaires noirs du Cap de Mont, le dipyre est lui-même noir.

Le calcaire de Saint-Béat renferme de très nombreux autres minéraux (trémolite, orthose, albite, tourmaline, mica, quartz, apatite, fluorine, etc.), qui sont étudiés dans cet ouvrage.

Tous les calcaires et grès secondaires des environs de Saint-Béat sont riches en dipyre; il faut faire une mention spéciale pour les calcaires et les grès coupés par la route de Saint-Béat à Boutx, au voisinage de la tour de Lez: ils se trouvent en contact avec l'ophite; j'y ai décrit notamment des cornéennes et des grès micacés tachetés (*op. cit.*, 98). Le dipyre, associé au pyroxène blanc jaunâtre, remplit souvent des fentes de ces roches métamorphiques et forme d'intéressants échantillons de collection sur lesquels M. Gourdon a appelé mon attention. Des roches analogues à celles de cette route se rencontrent à Cierp près Marignac, sur le prolongement de la bande triasique de Lez.

Leymerie (*Géol. de la Haute-Garonne*) a signalé le dipyre dans les calcaires du Ger de Boutx ainsi qu'au contact de l'ophite de Cazau-nous; on la trouve aussi à Moncaup, à Arguénos, au voisinage de l'ophite.

Le dipyre est extrêmement abondant dans les calcaires et les schistes

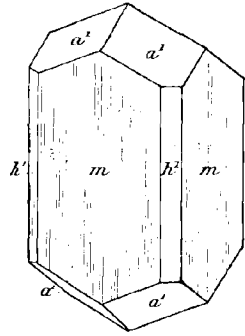


Fig. 9.  
Dipyre de Saint-Béat.

quartzomiacés de la route de Sengouagnet à Portet, au voisinage du *tuc d'Ess*. A la Coume de Bareille, j'ai recueilli des schistes micacés quartzeux, très durs, ressemblant, à s'y méprendre à l'œil nu, aux cornéennes à andalousite de contact du granite. Sur les surfaces exposées à l'air, le dipyre forme de petites masses verruqueuses globulaires. Au contact immédiat de la lherzolite du *tuc d'Ess*, les calcaires liasiques des métairies du Tou sont profondément métamorphisés; on y trouve (*op. cit.*, 80), les calcaires à minéraux, les schistes micacés (fig. 10) (souvent quartzifères), les cornéennes et les roches amphiboliques énumérées plus haut. Le dipyre est extrêmement abondant et forme souvent, dans ces roches métamorphiques, des filonnets obliques à leur schistosité.

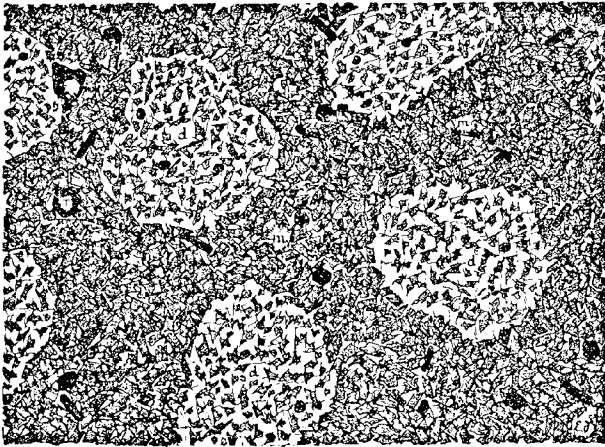


Fig. 10.

Lame mince d'un schiste micacé tacheté du Tou. Tache de dipyre (d), riche en paillettes de biotite (m) et en cristaux de tourmaline (t) qui constituent avec du quartz le fond de la roche. (*Lumière naturelle.*)

Les calcaires jurassiques des environs de Portet d'Aspet (route du col de Portet, de Saint-Lary, col de Balagué, etc.), sont extrêmement riches en dipyre blanc ou noir (suivant les couleurs du calcaire qui les renferme), parfois associé à de la trémolite, du mica, de la pyrite, etc. Ces gisements étaient connus de J. de Charpentier et de Leymerie.

*Ariège.* Les calcaires à dipyre de Saint-Lary sont le prolongement de ceux de Portet. Les environs d'Engoumer, sur le bord du Lez,

entre Saint-Girons et Castillon, ont été signalés par de Charpentier comme riches en dipyre. Ce minéral se rencontre dans les mêmes conditions et les mêmes gangues qu'à Libarrenx.

Les schistes micacés à dipyre de Loutrein (ou Lottringen) et ceux de la forge d'Engoumer ne se trouvent plus guère que dans les vieilles collections et ce n'est que dans les calcaires que l'on peut actuellement trouver le dipyre. Le même minéral existe dans tous les calcaires liasiques de cette région au voisinage des ophites, M. Caralp les a notamment signalés (*Ét. géol. sur les Pyrénées Centrales*. 279. 1888) à Cescou près Castillon, et dans la vallée de Betmale, à Ourjou, Aulignac-en-Bordes-sur Lez.

J'ai découvert récemment à la ferme de Coumes en Audressein et à la butte de Castera près Castillon, sur le versant regardant Cescou, des lherzolites serpentinisées, associées aux ophites et modifiant d'une façon intense les marnes liasiques qui sont transformées en divers types de cornéennes et de roches amphiboliques à grands éléments de dipyre : plus loin du contact, ces masses se transforment en schistes micacés noduleux, en schistes tachetés de moins en moins cristallins. De magnifiques échantillons de calcaires cristallins riches en cristaux hyalins ou rosés de dipyre, accompagnés de pyrite, d'actinote, etc., se trouvent au tuc de Coumes, à Salsein, etc.

Le dipyre (noir et blanc) abonde dans les calcaires jurassiques au voisinage de l'ophite qui se trouve entre Seix et Sentenac (rive g. du Salat). C'est aux environs de Seix, à environ 2 km. au sud de ce village et au-dessus du chemin qui conduit au pont de la Taule, que J. de Charpentier a trouvé, pour la première fois, les cristaux noirs de dipyre qu'il prit pour une espèce spéciale et décrivit sous le nom de couseranite (*Ess. géogr. sur les Pyrénées*. 226). Cette indication géographique a été inexactement rapportée par les auteurs qui ont suivi J. de Charpentier et qui indiquent le dipyre au pont de la Taule ; celui-ci est construit sur les calcaires griottes paléozoïques qui ne renferment pas de dipyre, minéral exclusivement cantonné dans les calcaires secondaires.

Les beaux cristaux de dipyre se rencontrent particulièrement aux environs de Seix dans les rochers calcaires qui bordent la route du pont de La Quorre (beaux cristaux hyalins et groupés en gerbes atteignant un décimètre de longueur). Entre cette route et Sentenac,

de superbes cristaux noirs se trouvent dans les calcaires noirs du hameau de Bouche. J'ai recueilli des cornéennes et des roches amphiboliques à très grands éléments de dipyre en Bleychen, sous Senteuac, au hameau de la Soumères, etc.

La bande calcaire allant de Seix à Aulus renferme du dipyre; il a été notamment signalé au pic de Géoux (picou de Geux), au col de la Trappe. Il abonde à la porte d'Aulus dans toutes les montagnes calcaires qui dominent la route au nord; il y est souvent associé à de la trémolite.

On le trouve dans la même zone calcaire depuis Aulus jusqu'au delà du port de Saleix. Dans ce dernier gisement, la zone à dipyre se trouve dans les assises des calcaires du lias moyen, intercalées entre la brèche du lias inférieur qui repose sur le gneiss et la brèche blanche du jurassique supérieur (*op. cit.*, 75). Il forme de grands cristaux noirs qui, avec ceux de la région de Lherz dont il sera question plus loin, sont les plus gros qui existent dans les Pyrénées; ils atteignent 4<sup>cm</sup> de longueur. Les faces *m* (110) et *h*<sup>1</sup> (100) seules sont nettes. Ces cristaux sont surtout engagés dans un calcaire noir et ils sont eux-mêmes extrêmement riches en pigment charbonneux. Ils sont parfois associés à des débris de fossiles (*bélemnites*, *pecten*, *æquivalvis*, moules acéphales, etc.). Le dipyre est associé à la tourmaline et à quelques paillettes de mica. Ce gisement de dipyre était connu de J. de Charpentier et de Dufrénoy, qui citent ces cristaux noirs comme type de leur couseranite.

Il existe aussi au port de Saleix des calcaires extrêmement riches en matière charbonneuse et en grains ovoïdes de dipyre qui doivent leur forme arrondie à des déformations mécaniques.

Intercalés au milieu de ces calcaires, se trouvent des schistes et des quartzites micacés, riches en matière charbonneuse, qui contiennent du dipyre globulaire; ils sont coupés par des filonnets<sup>1</sup> minces de quartz renfermant du *dipyre*, de l'actinote, de la muscovite. A leur contact, les schistes sont plus cristallins et la matière charbonneuse est transformée en graphite.

1. Les fissures de ces schistes sont aussi parfois tapissées de cristaux de zoïsite blanc de lait, atteignant 5<sup>mm</sup> de longueur; ils présentent les faces *m* (110) et un clinodome arrondi. C'est un nouveau genre de gisement de zoïsite à ajouter à ceux qui ont été cités page 133 du tome I.

Ces roches à dipyre se prolongent à l'est, dans la direction de Vicdessos, sur la rive gauche du ruisseau de Saleix. J'ai montré que le dipyre de tous les gisements de la zone calcaire, située entre Aulus et le port de Saleix, était en relation avec les importants massifs de lherzolite qui se trouvent sur le flanc nord de cette région montagneuse (étang de Lherz ; ravins de la Plagnole, de l'Homme-Mort et de Lherz débouchant dans le ravin du Bastard ; enfin près du port de Massat, rochers de Bernadouze, de l'Escourgeat et divers autres points de la forêt de Freychinède sur la rive droite du ruisseau de Suc).

Les plus gros cristaux de dipyre de cette zone se trouvent dans les calcaires liasiques noirs sur le sentier allant du col d'Eret à l'étang de Lherz (et tout près du contact des calcaires jurassiques et des schistes cristallins), ainsi qu'à la montée du port de Massat, entre la tourbière de Bernadouze et le port (côté sud du port). Ils atteignent 4<sup>cm</sup> de longueur ; les faces de la zone verticale sont particulièrement nettes.

Au voisinage immédiat du massif lherzolitique de l'étang de Lherz, des fragments de calcaire à dipyre se trouvent dans la brèche du jurassique supérieur dans le ravin d'Artigous.

Au contact de la lherzolite, dans les ravins de la Plagnole (pic de la Fontête rouge), de l'Homme-Mort, j'ai décrit (*op. cit.*, 63) une grande variété de roches à dipyre (schistes micacés non tachetés et parfois amphiboliques, cornéennes souvent feldspathiques, roches amphiboliques et enfin calcaires à minéraux). Dans les contacts de l'Escourgeat et de la forêt de Freychinède, les roches dominantes sont des schistes tachetés à dipyre, des roches amphiboliques feldspathiques, et enfin tous les types de cornéennes à dipyre. A l'Escourgeat, j'ai trouvé des blocs de dipyre fibreux atteignant la grosseur du poing.

Aux environs immédiats de Vicdessos, le dipyre abonde dans les calcaires liasiques en cristaux allongés, associés à de la trémolite. Dans le ravin de Nadaliss et particulièrement au pic del Picouder, au nord du bourg, on peut recueillir de forts beaux échantillons de ce minéral ; il s'y trouve en cristaux d'un blanc de lait [*m* (110), *h*<sup>1</sup> (100)] remarquablement nets et atteignant 1<sup>cm</sup> de longueur ; ils sont saillies sur les surfaces exposées à l'air et sont parfois extraordinairement abondants. Ils sont accompagnés de biotite et d'amphibole verte, de sphène, de quartz, etc. Dans un de mes échantillons, chaque cristal de dipyre renferme des inclusions de grenat, minéral excessivement rare dans les contacts de lherzolite.

Dans ces deux gisements, j'ai observé des roches entièrement silicatées, riches en dipyre (schistes micacés quartzifères, cornéennes, roches amphiboliques). Il y a lieu de faire, parmi celles-ci, une mention spéciale pour une roche composée de longs cristaux de dipyre et d'amphibole vert foncé rappelant les ophites dipyrisées qui sont étudiées dans le chapitre suivant.

Un autre gisement fort remarquable est celui que j'ai découvert dans la même région à la Croix de Sainte-Tanoque, au N.-O. de Lercoul. Des calcaires à dipyre, pyroxène, mica, alternent avec des schistes micacés tachetés à dipyre ou à feldspath, et avec des cornéennes à dipyre. Ce dernier minéral se rencontre, du reste, sporadiquement dans les calcaires entre Sem (mine de Rancié) et Lercoul.

Sur la rive droite de l'Ariège, il existe de nombreux gisements de dipyre. Le plus septentrional est celui d'Arnavé. Dans les carrières de gypse à l'entrée du village ainsi que sur la route de Cazenave (jusqu'au tournant de la route avant d'arriver au Castelet) et près de la chapelle Saint-Paul, les calcaires du trias sont riches en dipyre, associé à de l'actinote et de la leuchtenbergite. Sur la route de Cazenave, j'ai recueilli, dans des calcaires jaunes, des cristaux de dipyre ayant plus de 6<sup>cm</sup> de longueur sur 1<sup>cm</sup> de largeur; ils sont toujours plus ou moins transformés en calcite et en leuchtenbergite et parfois associés à de l'actinote.

Des calcaires blanc rosé, intercalés dans le gypse d'Arnavé, m'ont fourni de jolis cristaux transparents, blanc verdâtre, de dipyre associés à du mica, à des cristaux d'albite accolés sur ceux de dipyre, etc.

Enfin, ces mêmes carrières d'Arnavé renferment des schistes micacés à dipyre et amphibole offrant la plus grande analogie avec les roches similaires de Pouzac.

Toutes les roches métamorphiques de ce gisement sont en relation avec une ophite.

Entre le massif de schistes cristallins du pic Saint-Barthélemy et l'Ariège, se trouve une chaîne de calcaires secondaires du même âge que celle de Vicdessos, Lherz, Aulus, Seix, qui a été passée en revue plus haut; le dipyre y abonde partout où il existe à proximité des ophites et des lherzolites.

Les coteaux calcaires situés à la limite des communes de Lordat et de Vernaux m'ont fourni non seulement de nombreux exemples de

calcaires blancs à beaux cristaux de dipyre, mais encore une très nombreuse série de schistes micacés tachetés, de cornéennes et de roches amphiboliques à dipyre. Dans ce gisement, les roches métamorphiques sont très souvent traversées de veinules de dipyre grenu atteignant plus d'un centimètre d'épaisseur.

Plus au sud-est, dans le ravin du bois du Fajou près Caussou, se trouve un remarquable contact de Iherzolite et de calcaire liasique (*op. cit.*, 45) offrant tous les types de roches métamorphiques décrits plus haut et particulièrement les *schistes tachetés à dipyre*, des roches amphiboliques et une très grande variété de cornéennes à dipyre et à feldspath.

La bande calcaire que nous venons de suivre s'infléchit vers l'est pour gagner le département de l'Aude; aux environs de Prades, les calcaires à dipyre abondent, mais ce minéral ne s'y présente pas en très grands cristaux. De même, les roches entièrement silicatées à dipyre y sont moins développées que dans les autres gisements de l'Ariège. Le dipyre s'y observe souvent en filonnets ou en nodules associés à du pyroxène, du quartz, de la prehnite.

*Aude.* Ces mêmes calcaires à dipyre se trouvent sur la route de Prades à Belcaire et particulièrement aux environs de Camurac; je ne les ai pas suivis plus loin.

*Pyrénées-Orientales.* Je cite comme document le dipyre des calcaires de la vallée de l'Agly; je ne l'y ai pas retrouvé. Durocher considère ces calcaires comme crétacés et métamorphisés par le granite (*A. M.* VI. 82. 1844). J'ai montré (*B. C. F.* n° 53. 1896) que cette opinion est inexacte, le granite des environs de Saint-Paul de Fenouillet se trouvant en galet dans le trias.

**Algérie.** — Il existe en Algérie beaucoup de pointements ophitiques associés à des gypses et à des calcaires renfermant, d'après MM. Curie et Flamand (*Les roches éruptives d'Algérie*, 1890), des minéraux qui offrent une grande analogie avec ceux se trouvant dans les Pyrénées dans de semblables conditions: dipyre, tourmaline, albite, pyrite, etc. (Aïn Nouissy, env. de Dublineau). Je n'ai personnellement pas eu l'occasion de voir le dipyre de ces gisements qui n'a fait, jusqu'à présent, l'objet d'aucun travail détaillé.

D'après ces deux géologues, la roche à dipyre et amphibole décrite page 231 ne serait pas une ophite dipyrisée, mais une marne calcaire

métamorphisée. L'étude minéralogique des échantillons que j'ai étudiés ne permet pas de trancher définitivement la question.

### 3° *Dans les roches éruptives, comme produit secondaire.*

Le dipyre qui abonde dans les roches métamorphiques des Pyrénées au contact de la lherzolite est très fréquent aussi dans les roches éruptives, mais toujours comme élément secondaire.

#### a) *Dans les ophites et d'autres roches feldspathiques basiques.*

Dans ces roches, le dipyre se produit aux dépens des feldspaths tricliniques suivant un mode, toujours le même, que j'ai étudié en détail (*B. S. M.* XIV. 16. pl. I. 1891).

Les ophites sont constituées, on le sait, par un assemblage holocristallin de feldspath triclinique (oligoclase et plus fréquemment labrador) et de pyroxène, possédant la structure ophitique. Généralement le pyroxène est plus ou moins complètement transformé en amphibole par ouralitisation. Les ophites dipyrisées sont de couleur plus claire que les ophites intactes, l'amphibole est verte, l'élément blanc, d'un blanc de lait.

Quand la dipyrisation commence, on voit, au microscope, se former sur les bords des cristaux feldspathiques de minces filets de dipyre qui, peu à peu, gagnent toutes les cassures du minéral, forment au milieu de lui des plages vermiculées et enfin l'épigénisent complètement (voir page 45, fig. 34).

Un caractère remarquable de cette transformation est de donner lieu à des cristaux de dipyre ayant de grandes dimensions, cristaux formés aux dépens d'un très grand nombre de petites plages feldspathiques. Il en résulte que la roche transformée possède une cristallinité plus élevée que la roche intacte.

La structure initiale reste souvent très distincte, mais souvent aussi les cristaux de pyroxène, au lieu de conserver leurs formes, se déforment en s'ouralitisant et alors la roche altérée possède une structure différente de celle de l'ophite intacte; dans celle-ci l'élément coloré moulaît l'élément blanc, tandis que dans la roche transformée, c'est celui-ci qui englobe le pyroxène. Les roches de ce genre présentent une grande analogie avec certaines roches amphiboliques de contact de la lherzolite, et, dans quelques gisements pyrénéens dont la



situation stratigraphique n'est pas nette, je n'ai pu trancher avec certitude la question de l'origine de ces dernières.

La transformation du feldspath en dipyre me paraît être un phénomène d'altération comparable à la zéolitisation. Le dipyre ne doit pas être considéré, selon moi, comme un produit de dynamométamorphisme. On l'observe, en effet, aussi bien dans les régions pyrénéennes très plissées que dans la plaine, dans des roches extrêmement écrasées et dans celles qui ne présentent aucune trace d'actions mécaniques.

La dipyrisation a dû commencer à une époque relativement ancienne, car j'ai observé des échantillons dans lesquels le dipyre avait certainement subi les mêmes phénomènes d'écrasement que les éléments normaux de la roche; dans d'autres cas, le feldspath écrasé (structure en mortier) est épigénisé par du dipyre qui est évidemment postérieur aux déformations mécaniques de la roche, qu'il tend à masquer. Mais, d'autre part, il me paraît évident que ce phénomène de dipyrisation se poursuit encore de nos jours et qu'il est dû à une altération superficielle : cette opinion reçoit sa démonstration par les faits suivants que j'ai constatés dans de nombreux gisements (Pouzac, Lez, sur la route de Saint-Béat à Boutx, Casteret près Castillon).

Dans une masse d'ophite, la dipyrisation est irrégulière, elle se propage suivant les diaclases de la roche et gagne de proche en proche comme par imbibition; de plus, la dipyrisation est superficielle, elle disparaît souvent à quelques mètres de la surface et atteint son maximum d'intensité aux affleurements immédiats. J'ai pu constater très nettement ce fait à Lez, où, lors de la rectification d'une route, la roche presque intacte a été mise à découvert, après élimination d'une zone très dipyrisée. Dans celle-ci, le dipyre est intimement associé à des zéolites (stilbite et surtout chabasia) qui lui sont postérieures et se sont sans doute formées à ses dépens.

Dans quelques gisements, le dipyre fibreux forme dans l'ophite de véritables filonnets de plusieurs centimètres d'épaisseur.

**Pyrénées.** — Les phénomènes que je viens de décrire s'observent dans deux catégories de roches pyrénéennes.

1° Dans les ophites. Je ne citerai que quelques exemples caractéristiques;

2° Dans des diabases à hornblende brune associées à des gneiss et dans des gneiss amphiboliques.

*Hautes-Pyrénées.* L'ophite de Pouzac mérite une mention tout à fait spéciale à cause de l'intensité de sa dipyrisation.

*Haute-Garonne.* La diabase à hornblende brune d'Eup près Saint-Béat est très riche en dipyre où ce minéral a été signalé par M. Rosenbusch (*Mikros. Physiogr.* IX. 212. 1887)<sup>1</sup>. Dans les échantillons que j'ai recueillis, le dipyre en grands cristaux souvent altérés prend une structure fibreuse qui donne au minéral examiné entre les nicols croisés l'apparence d'un feldspath triclinique.

L'ophite de Portet d'Aspet et celle de plusieurs des gisements de la Vallongue sont également dipyrisées. Il en est de même des diorites schisteuses qui percent en filons minces la lherzolite du Tou en Coulédoux.

*Ariège.* Les ophites de Castillon, d'Alcu, d'Aulus (entre le village et le port de Saleix, etc.) sont souvent complètement dipyrisées.

Au Castera de Castillon, on peut suivre avec la plus grande netteté dans de petites carrières la marche suivie par la dipyrisation, cheminant dans la roche le long des diaclases. Dans l'ophite de Bordes-sur-Lez (sur la route), j'ai trouvé un filonnet de dipyre fibreux mélangé à de la calcite atteignant 3<sup>cm</sup> d'épaisseur.

La diabase à hornblende du port de Saleix (versant Est) m'a fourni l'occasion du travail précité sur la transformation du feldspath en dipyre. C'est une roche à grands éléments dans laquelle on trouve des plages de dipyre atteignant 1<sup>cm</sup> de plus grande dimension.

Les ophites de la forêt de Freychinède (vallée de Suc) sont presque totalement dipyrisées. Près de l'Escourgeat, j'ai recueilli des masses de dipyre fibreux blanc ayant la grosseur du poing et qui proviennent probablement de filonnets analogues à ceux de Bordes

Les gneiss amphiboliques recouverts par les calcaires jurassiques

1. M. Rosenbusch cite les localités de Garraux, Bézius, Eup et Saint-Lary (*Haute-Garonne*); les trois premières se confondent, la roche en question se trouvant à la limite des communes d'Eup et de Bezins-Garraux. Je ne connais pas de roche éruptive à Saint-Lary (*Haute-Garonne*). Les plus voisines de Saint-Lary (*Ariège*) sont les ophites de Portet d'Aspet (*Haute-Garonne*). Le même savant signale comme possible un passage entre ces diabases et les ophites par l'intermédiaire de la roche du pic Saint-Mont; il s'agit probablement ici du cap de Mont auquel est adossée la diabase d'Eup, mais alors les deux gisements n'en font plus qu'un seul.

de l'étang de Lherz (sur le sentier de l'étang au col d'Eret) sont riches en dipyre secondaire. J'ai parlé, page 214 du dipyre des gneiss du ravin du Bastard, qui a peut-être la même origine.

**Algérie.** — *Alger et Oran.* Les ophites sont nombreuses en Algérie ; je n'ai pas eu l'occasion d'en étudier d'échantillons, mais M. Delage m'a remis des fragments d'une roche grenue essentiellement composée de dipyre et d'amphibole qu'il a découverte à l'Arba et décrite (le Sahel d'Alger. Montpellier, p. 153) sous le nom de diorite à wernerite. J'ai moi-même décrit cette roche (*B. S. M.* XII. 167. 1889) en la considérant comme une roche éruptive dipyrisée (*Id.* XIV. 22. 1891). On a vu plus haut que MM. Curie et Flamand la regardent comme une roche métamorphique. L'étude des roches de contact décrites plus haut m'a rendu moins affirmatif et je ne crois pas pouvoir trancher définitivement la question de l'origine de cette roche. Cependant la seconde opinion qui vient d'être formulée paraît renforcée par la découverte que vient de faire M. Gentil à Letourneux, à l'Oued Boumann (*Alger*) et à Noisy-les-Bains (*Oran*), de véritables diorites feldspathiques en relation avec des ophites et dans lesquelles les feldspaths tricliniques (andésines, labradors) se transforment en dipyre, suivant le mode habituel.

b) *Dans la lherzolite.*

**Pyrénées.** — *Ariège.* Je n'ai trouvé que dans l'Ariège le dipyre au milieu des lherzolites (*op. cit.*, 26). Il y remplit des diaclases d'une épaisseur variant de moins de 1<sup>mm</sup> à 1<sup>cm</sup> (étang de Lherz, Fontête rouge, ravin de l'Homme-Mort, etc.). Le dipyre englobe de l'amphibole verte en cristaux nets ou en groupements dentelliformes appliqués contre les parois de la fissure ; ils sont formés aux dépens de tous les éléments de la lherzolite.

La présence du dipyre dans de telles conditions implique un apport riche en alcalis ; il est probable par suite que la formation de ces filonnets a été consécutive de l'intrusion de la lherzolite et qu'elle est le résultat d'une action de fumerolles, le dipyre étant le minéral le plus développé dans les assises sédimentaires au contact de cette roche éruptive.

## SCAPOLITE

*Diagnostic.* Le caractère différentiel du dipyre et de la scapolite réside dans la biréfringence plus grande de cette dernière.

$$n_g - n_p = 0,024 \text{ à } 0,025 \text{ (Mercus et Arignac).}$$

$$0,028 \text{ (Cazenave).}$$

## GISEMENTS ET ASSOCIATIONS

La scapolite se rencontre en France dans les gisements suivants :

- 1° Dans les gneiss à pyroxène et les cipolins qui leur sont associés;
- 2° Dans les enclaves calcaires des roches volcaniques.

## 1° Dans les gneiss à pyroxène et les cipolins.

**Pyénées.** — *Ariège.* Je n'ai trouvé (*B. C. F.* n° 11. 1890) la scapolite que dans quelques cipolins de l'Ariège ainsi que dans les gneiss à pyroxène qui leur sont associés.

La scapolite est rare en cristaux microscopiques dans les cipolins d'Arignac et de Mercus. A Mercus, j'ai observé des gneiss grenus à scapolite dans lesquels ce minéral constitue les 3/4 de la roche. Tantôt celle-ci est formée de scapolite, de pyroxène, d'amphibole, de quartz, tantôt, au contraire, la scapolite est remplacée par de l'oligoclase ou du labrador. Ces roches rappellent les gneiss pyroxéniques du Waldviertel, elles passent aux cipolins : dans ceux-ci la scapolite est prismatique.

Sur la route d'Arnavé à Cazenave (à mi-chemin de ces deux villages) et au N.-E. du dernier, j'ai trouvé au milieu des gneiss des bancs de cipolins à graphite, scapolite, pyroxène, oligoclase dont les salblandes sont constituées par des gneiss pyroxéniques très riches en scapolite. Les gneiss présentent des trass de puissantes actions mécaniques.

A la montée du lac Naguille, les géodes de diopside renferment rarement des baguettes *m* (110), *h*<sup>4</sup> (100) de scapolite blanche atteignant 3 centimètres, suivant l'axe vertical.

**Madagascar.** — Parmi les roches intercalées dans les gneiss recueillies par M. E. Gautier au col d'Helakelaka au N.-O. du fort Dauphin se trouvent des cipolins et des gneiss à pyroxène riches en scapolite, wollastonite et pyroxène; ces minéraux sont englobés par

de l'orthose sodique. Je n'ai rencontré dans aucun autre gisement ce type de roche à scapolite et à wollastonite sans grenat.

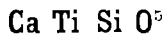
2° *Dans les enclaves calcaires des roches volcaniques.*

**Vosges.** — J'ai observé (*Les encl. des roches volc.* 152. 1893) la scapolite comme élément microscopique des cornéennes produites par la transformation d'enclaves calcaires de la néphéline d'Essey-la-Côte. Elle moule de la wollastonite, de l'anorthite et du pyroxène.

*Gisements de nature incertaine.*

**Pyrénées.** — *Hautes-Pyrénées.* J. de Charpentier (*op. cit.*, 135) a signalé, d'après Picot de Lapeyrouse, la scapolite dans les montagnes granitiques d'Aiguecluse (gorge latérale de la vallée du Bastan, au sud-est de Barèges. Le minéral en baguettes divergentes  $m$  (110),  $h^1$  (100) de 4<sup>cm</sup> de longueur est entièrement transformé en micas cryptocristallins (échantillon communiqué par M. Caralp). La scapolite a été aussi signalée aux environs de Luchon dans les roches de contact du granite ou de la granulite (Juzet, Montauban, etc.) : les échantillons que j'ai étudiés se rapportent à la wollastonite ou au diopside.

SPIÈNE



Monoclinique :  $mm = 113^{\circ}31'$  (Dx).

$$b : h = 1000 : 681,902 \quad D = 798,207 \quad d = 602,384$$

$$\text{Angle plan de } p = 105^{\circ}55' 6''$$

$$\text{— de } m = 107^{\circ}22'27''$$

$$\left[ a : b : c := 0,75450 : 1 : 0,85429 \right]$$

$$zx = 60^{\circ}17'$$

*Formes observées.*  $p$  (001);  $m$  (110),  $h^1$  (100);  $o^2$  (102),  $a^{2/5}$  ( $\bar{5}02$ ),  $e^{1/2}$  (021);  $d^1$  (112),  $d^{1/2}$  (111),  $d^{3/16}$  (883),  $b^{10/13}$  ( $\bar{3}.3.20$ ),  $b^1$  ( $\bar{1}12$ ),  $b^{1/2}$  ( $\bar{1}11$ );  $u = (b^1 d^{1/2} g^1) (\bar{1}21)$ .

*Macles.* Macle suivant  $h^1$  fréquente, donnant aux cristaux groupés une apparence hémimorphe. Sur aucun cristal français, je n'ai observé la macle suivant  $p$  (001), ni celle suivant  $b^{1/6}$  ( $\bar{2}21$ ) (fréquente dans la *greenovite* et la *léderite*) qui est généralement accompagnée de plans de séparation parallèles à cette face.



Type IV. Le *spinthère* d'Haüy offre le même aspect que la séméline, avec cependant les faces  $o^2$  (102) constantes, leur présence réduit les faces  $d^{1/2}$  (fig. 6).

Type V. Dans la variété *picélite*, les cristaux sont très allongés suivant l'arête  $e^{1/2} e^{1/2}$  (fig. 5).

Type VI. Les fentes de granulites et des schistes granulitisés de l'Oisans présentent des cristaux à aspect pseudo-rhomboédrique caractérisés par la prédominance des faces  $b^1(\bar{1}12)$  et  $o^2$  (102) à peu près également développées (fig. 8 et 9).

Type VII. Les cristaux de ce type présentent sensiblement les mêmes formes que ceux du type VI, mais ils sont lamellaires suivant  $o^2$  et parfois minces comme une feuille de papier, bien qu'atteignant 1 centimètre de plus grande dimension (fig. 10).

Type VIII. Je range dans cette catégorie tous les cristaux (fig. 4) dépourvus d'allongement et d'aplatissement; ils sont généralement riches en faces.

D'une façon presque générale, quand les cristaux sont maclés suivant  $h^1$  (100) et que cette forme existe, ils sont aplatis parallèlement à elle.

*Clivages.* Clivage  $m$  (110) distinct,  $h^1$  (100),  $b^1$  ( $\bar{1}12$ ) difficiles; plans de séparation suivant  $b^1/a^1$  ( $\bar{2}21$ ) accompagnés de lamelles hémotropes.

*Dureté.* 5 à 5.5.

*Densité.* 3,4 à 3,541.

*Coloration et éclat.* Jaune de miel, jaune vert, rougeâtre, brun plus ou moins rougeâtre, gris, noir. Poussière blanche. Couleur souvent inégalement distribuée. Éclat adamantin et résineux dans la cassure.

*Inclusions.* Le sphène des filons alpins renferme fréquemment des inclusions de ripidolite identiques à celles de l'adulaire (fig. 49, p. 110), et de l'albite qu'ils accompagnent : elles sont souvent localisées au centre des cristaux.

*Propriétés optiques.* Plan des axes optiques parallèle à  $g^1$  (010), bissectrice aiguë positive ( $n_g$ ), presque perpendiculaire à  $o^2$  (102). La bissectrice fait par suite un angle d'environ  $51^\circ$  avec l'axe vertical (fig. 1).

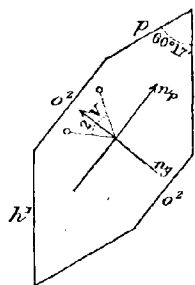


Fig. 1.  
Épure de la face  $g^1$  (010)  
parallèle au plan des axes  
optiques.

L'écartement des axes est très variable. 2 E varie de 32° environ à 88°. Dans les sphènes français, j'ai observé :

2 E (Na) = 44° lac Noir; 48° Maronne (Spinthère); 70° Saint-Brévin.

Dispersion des axes très forte,  $\rho > \nu$  avec dispersion inclinée à peine sensible.

Pour le sphène du Saint-Gothard, M. Busz a trouvé pour les indices de réfraction.

	Li	Na	Tl
$n_g$ =	1,9987	2,0093	2,0232
$n_m$ =	1,8839	1,8940	1,9041
$n_p$ =	1,8766	1,8879	1,8989
2 E =	57°20'	52°29'	47°54'
2 V =	29°30'	27°	24°37'

Dans le sphène de quelques localités (Dauphiné, Grisons, etc.), j'ai observé de curieuses anomalies qui n'ont pas été signalées et qui semblent indiquer que le réseau du sphène est en réalité triclinique. La fig. 2 représente une section  $\sigma^2$  de sphène du lac Noir. Quand on l'examine en lumière polarisée parallèle, il y a éclaircissement commun lorsque les diagonales de la face sont parallèles ou perpendiculaires aux sections principales des nicols. Les secteurs opposés par le sommet ont même orientation et s'éteignent sous des angles atteignant 17° de la ligne de jonction avec le secteur contigu. Cette extinction ne peut être obtenue qu'en lumière homogène. Chaque secteur est lui-même formé par des lamelles hémitropes parallèles aux contours extérieurs.

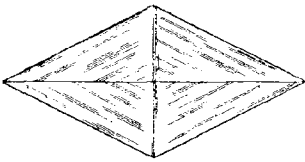


Fig. 2.

Lame mince  $\sigma^2$  (102) du sphène du lac Noir. (Lumière polarisée.)

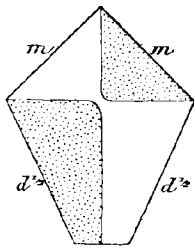


Fig. 3.

Lame mince  $\sigma^2$  du spinthère. (Lumière polarisée.)

La face  $\sigma^2$  du spinthère (fig. 3) est constituée de même, mais les secteurs ne possèdent pas de bandelettes et sont individuellement homogènes.

Des sections  $g^1$  (010) et  $h^1$  paraissent homogènes, car l'écartement des axes optiques est très faible et ces axes se trouvent dans la zone de symétrie de ces groupements complexes, qui réapparaissent dans les sections obliques et notamment dans les sections  $b^1$  ( $\bar{1}12$ ), lorsqu'on a eu soin de les faire passer dans le cristal de telle sorte qu'elles intéressent plusieurs des individus constituant le groupement.

*Pléochroïsme.* Le pléochroïsme du sphène est parfois extrêmement



intense, particulièrement dans les variétés très colorées. On observe les teintes suivantes dans les lames minces ( $0^{\text{mm}} 02$ ) de beaucoup de cristaux de sphène et notamment dans ceux des gneiss à pyroxène :

$n_g$  = rose saumon.  
 $n_m$  = rose verdâtre.  
 $n_p$  = jaune verdâtre.

*Composition chimique.* Le sphène ne se présentant jamais dans les gisements français qu'en petite quantité, je n'ai pu en faire aucune analyse. La composition suivante correspond à la formule  $\text{Ca Ti Si O}^5$ .

Si O <sup>2</sup> . . . . .	30,6
Ti O <sup>2</sup> . . . . .	40,8
Ca O . . . . .	28,6
	100,0

Une petite quantité de la chaux est parfois remplacée par du protoxyde de fer. Il existe souvent un peu de fer, de manganèse, d'yttria (*grothite*).

*Essais pyrognostiques.* Au chalumeau, certains sphènes jaunissent. Le minéral est fusible en un verre incolore ou plus ou moins coloré suivant sa teneur en oxyde métallique. Avec le borax, il donne un verre légèrement jaune verdâtre. Avec le sel de phosphore et dans le feu réducteur donne une perle violette.

Difficilement et imparfaitement attaquée par l'acide chlorhydrique bouillant. La solution concentrée et additionnée d'étain métallique donne une coloration violette (Ti). Attaquable complètement par l'acide sulfurique.

*Altérations.* Le sphène en s'altérant perd sa dureté et son éclat. Il a été indiqué comme se transformant en ilménite, en rutile, en anatase, en perowskite, en calcite ; enfin A. Müller a décrit les curieuses pseudomorphes en brookite, dont il est question, page 252.

Je dois à l'obligeance de M. de Limur de petits cristaux jaune clair de l'île de Groix devenus ternes et à aspect terreux ; ils ressemblent beaucoup par leurs caractères extérieurs au *xanthitane* de l'Henderson C<sup>o</sup> (N. Caroline) décrit par M. Eakins (*U. S. G. Survey. Bull.* 60, 135, 1890) et considéré par ce savant comme un produit de décomposition du sphène, sorte d'argile dont la silice serait remplacée

par de l'acide titanique. L'examen microscopique fait voir que les cristaux de Groix, très fendillés, sont en partie intacts et imprégnés par un produit jaune amorphe.

*Diagnostic.* Les formes sont caractéristiques du sphène. Dans les roches, ce minéral est en outre facile à reconnaître, grâce à sa très grande réfringence, jointe à une biréfringence très élevée, le signe positif de sa bissectrice aiguë autour de laquelle les axes optiques sont peu écartés.

### GISEMENTS ET ASSOCIATIONS

Le sphène est un minéral extrêmement abondant ; l'examen microscopique le fait trouver dans presque toutes les roches, aussi ne m'occuperai-je ici que des gisements dans lesquels il existe en cristaux distincts.

- 1° Dans les druses des roches éruptives et cristallins ;
- 2° Comme élément normal de ces roches ;
- 3° Comme produit secondaire de décomposition sur place de minéraux titanifères (*leucoxène*).

La première catégorie de gisement est celle qui fournit les plus beaux cristaux.

#### *1° Dans les druses des roches éruptives et des schistes cristallins.*

Les plus beaux cristaux de sphène, ceux qui présentent la plus grande variété de formes se rencontrent dans les cavités des roches éruptives et des schistes cristallins. Je renvoie au paragraphe suivant l'indication de quelques rares exemples de production de ce minéral dans les cavités des roches volcaniques ou dans celles de leurs enclaves pour ne m'occuper ici que des minéraux formés dans les fissures de roches intrusives ou de schistes cristallins.

**Pyrénées.** — *Basses-Pyrénées.* Beaucoup de collections françaises renferment, sous le nom de « sphène de Sainte-Colombe », des cristaux transparents d'un jaune citron un peu vert, vert clair ou rougeâtre ; ils sont moulés par du gypse et tapissent les fissures de l'ophite altéré de Lys près Sainte-Colome (cette ophite se trouve au milieu

du gypse à tourmaline décrit à la page 105 du tome I). Les échantillons que je dois à l'obligeance de M. de Limur et de M. de Gramont ainsi que ceux de la collection du Muséum sont tous formés par un grenat  $a^1$  (211),  $b^1$  (110), dont les cristaux arrondis et déformés offrent une biréfringence des plus marquée (type I). Je n'ai pu trouver parmi eux trace de sphène. Leur aspect extérieur et leur couleur expliquent dans une certaine mesure qu'un examen superficiel les ait fait prendre pour ce minéral.

C'est probablement dans les fentes d'une ophite qu'ont été trouvés de petits cristaux de sphène jaune, associés à l'albite du col d'Ayré (vallée d'Ossau).

*Hautes-Pyrénées.* Des cristaux de sphène ont été signalés aux environs de Barège; ils doivent probablement accompagner l'albite, je n'en ai pas eu à ma disposition.

**Alpes.** — *Massif du mont Blanc. Haute-Savoie.* De très beaux cristaux de sphène se rencontrent dans le massif du mont Blanc, dans les fentes de la protogine et des schistes cristallins qui fournissent l'albite, l'adulaire, la ripidolite, la prehnite, l'axinite et le quartz. Le sphène y est associé au quartz, à l'albite, à l'adulaire, à la ripidolite et surtout à la calcite. Il se présente avec des aspects très différents.

Rarement ces cristaux sont globuleux et riches en faces (type VIII). La fig. 4 donnée par M. des Cloizeaux (*op. cit.*) montre les faces  $m$  (110),  $h^1$  (100),  $p$  (001),  $o^2$  (102),  $e^{1/2}$  (021),  $d^{1/2}$  (111),  $b^1$  ( $\bar{1}12$ ),  $\mu$  ( $\bar{1}21$ ) et représente un cristal du Talèfre.

La forme la plus fréquente consiste en cristaux jaunes ou rosés aplatis suivant  $o^2$  (102) (type VII), minces comme une feuille de papier et extrêmement tranchants (fig. 40). Ils proviennent du jardin du glacier de Talèfre, des Courtes, de la montagne de la Côte près Chamonix, etc. Ceux que j'ai examinés font partie de la collection du Muséum ou m'ont été communiqués par MM. Brun et Leroux. Les macles suivant  $h$  sont assez fréquentes.

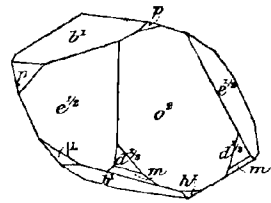


Fig. 4.  
Sphène du Talèfre (type VIII).

Dans le massif du mont Blanc il existe une forme plus rare de sphène (type V). Pictet a décrit, en effet, en 1787 (*J. P.* XXXI. 308) comme espèce nouvelle de petits cristaux, d'un hyacinthe pâle, rappelant la couleur de l'axinite et accompagnant la ripidolite, le quartz

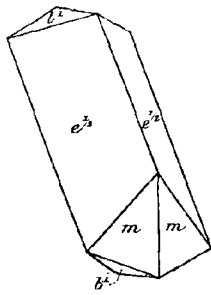


Fig. 5.  
Sphène (Type V)  
(pictite) du Talèfre.

et le feldspath, dans les fentes d'un bloc de protogine éboulé dans la moraine du glacier des Bois au-dessous du Talèfre. H.-B. de Saussure réunit ce minéral au sphène en le désignant sous le nom de *schorl rayonné en gouttière*. (*Voy. dans les Alpes*. IV. 105. 1796.) De Lametherie admit l'hypothèse de Pictet et décrivit le minéral (*Théorie de la Terre*. II. 282. 1797) sous le nom de *pictite*. Cette substance paraît avoir été fort rare, car en 1822 Soret publie sur ce sujet une note (*Bibl. Univ. de Genève*. XIX. 134. 1822, et *Rapport sur les minéraux rares de la collection de Genève*. 1828) dont les éléments lui sont fournis par échantillon de Pictet, ce savant avait trouvé depuis la même substance en meilleurs cristaux à Binnen, dans le Valais. Il en donne la description cristallographique et persiste à considérer la pictite comme une espèce distincte. Cette opinion n'a pas prévalu et il ne faut voir dans la pictite qu'un sphène présentant un développement spécial. Les cristaux sont, en effet, allongés suivant l'arête  $e^{1/2} e^{1/2}$  (012) (0 $\bar{1}$ 2) et terminés par les faces  $b^1$  ( $\bar{1}$ 12) et  $m$  (110) (fig. 5). Je n'ai pas eu entre les mains de pictite de cette localité. D'après Pictet, les cristaux étaient très engagés dans la gangue et difficiles à mesurer; la fig. 5 représente, d'après M. des Cloizeaux, leur aspect caractéristique.

La pictite a été aussi signalée dans la protogine elle-même à Portmenaz. Le sphène jaune que j'ai observé dans cette roche appartient au type I et possède les formes représentées par les fig. 11 à 13 et non celles de la pictite.

*Isère*. Dans le Dauphiné, le sphène se trouve dans deux régions.

Le premier groupe de gisements est situé dans la chaîne des Grandes-Rousses et se prolonge au sud jusqu'à la Romanche. Il est beaucoup moins riche que le second; le sphène s'y rencontre surtout avec du quartz hyalin et de la calcite. Les filons de quartz de Maronne (entre la Garde et Huez) qui ont fourni autrefois de si beaux cristaux de calcite et de quartz enfumé renferment comme grande rareté de petits cristaux blanc verdâtre, souvent imprégnés de chlorite qu'Haüy désigna sous le nom de *spinhère* par allusion au scintillement qu'on observe sur leurs faces quand on les fait mouvoir devant la flamme d'une bougie (*op. cit.* 398. 1801).

L'analyse n'ayant pas été faite, Haüy plaça le spinthère parmi les espèces incertaines.

Fleuriau de Bellevue, un précurseur peu connu dans l'étude microscopique des minéraux, montra la ressemblance de ce minéral et de la *séméline* qu'il avait découverte dans des roches volcaniques (*J. P. LI.* 447. 1800). Dans la seconde édition de sa minéralogie (IV. 510. 1832), Haüy exposa les analogies de ces deux minéraux, sans toutefois se décider à admettre leur identité qui n'a pas été mise en doute par les minéralogistes qui l'ont suivi.

Le spinthère se présente en petits cristaux aplatis ayant la forme d'une pointe de lancette ; ils présentent le plus souvent les faces  $o^2$  (102),  $m$  (110),  $d^{1/2}$  (111), avec rarement  $h^1$  (100). Cette forme représentée par la fig. 6 est celle des deux petits cristaux de la collection de Haüy et d'un très joli cristal de la collection du Muséum.

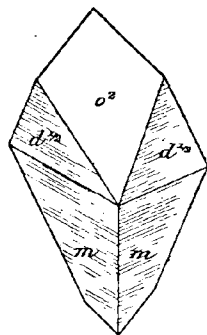


Fig. 6.  
Sphère (spinthère de Maronne).  
(Type IV.)

M. des Cloizeaux a donné (*op. cit.*, *Atlas.* fig. 242), d'après Phillips (*Introd. to Mineralogy*, 1837, 259) le dessin d'un cristal qui présente en outre les faces  $h^1$  (100) et  $a^{2/5}$  (502) (fig. 7).

Hessenberg (*Senck-Abhand.* V. 256, 1864) a mis en doute l'exactitude de cette interprétation, et pensa que le cristal en question devrait être noté de la façon suivante :

Dx.	
$h^1$ (100)	$o^2$ (102)
$m$ (110)	$\zeta = (d^{1/5}l^{1/12}o^{1/7})$ (7.17.7)
$d^{1/2}$ (111)	$d^{1/2}$ (111)
$o^2$ (102)	$h^1$ (100)
$a^{2/5}$ (502)	$p$ (001)

J'ai pu mesurer le cristal type de la collection d'Haüy (fig. 6) et constater que l'interprétation de M. des Cloizeaux était correcte.

La face  $a^{2/5}$  qui à la suite du mémoire d'Hessenberg avait été supprimée de la liste des formes du sphère, semble donc devoir être maintenue ; je ne l'ai pas observée.

L'examen microscopique fait voir que les irrégularités des faces du spinthère sont dues à de très nombreuses inclusions vermiculées de ripidolite d'un vert extrêmement pâle.

Delafosse cite cette variété de sphène à Chalanches, près Allemont.

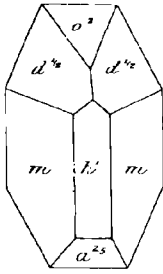


Fig. 7.  
Sphène (spinhère)  
de Maronne.

Lévy (*Descrip. coll. Heuland.* III. 355. 1837) a figuré un cristal de sphène de Maronne provenant d'un groupe de petits cristaux d'un brun clair éclatant engagés sur du quartz hyalin avec calcite. La figure 10 de la planche LXXVIII de Lévy montre que l'allongement des cristaux a lieu suivant une arête  $b^1 b^1$ ; il semble qu'il faille rapporter ce cristal à mon type VI (fig. 8) dans lequel l'allongement suivant  $b^1 b^1$  serait exagéré. Le cristal offre les mêmes facettes secondaires que la fig. 10 avec  $\mu$  en moins.

Je ferai remarquer en passant que Lévy a pris pour le sphène une forme primitive différente de celle adoptée ici. Voici la concordance des deux systèmes :  $p = h^1$  (Lévy),  $o^2 = a^2$ ,  $h^1 = p$ ,  $d^{1/2} = e^{1/3}$ ,  $m = e^1$ ,  $b^1 = m$ , en ce qui concerne les faces du cristal ci-dessus.

La collection Haüy possède, avec la simple indication « Isère », un échantillon de quartz hyalin qui semble provenir de Maronne et qui supporte de petits cristaux analogues à la fig. 10.

Le second groupe de gisements est constitué par la région située au sud, entre la partie de la Romanche coulant E. O. avant d'arriver au bourg d'Oisans et la vallée du Vénéon à l'ouest. C'est celle dont il a été déjà question au sujet de l'albite et sur laquelle je reviendrai longuement dans le tome III aux articles brookite, anatase et turnérite.

Le sphène s'y rencontre avec albite, adulaire, quartz, ripidolite dans les fentes des granulites. Les principaux gisements à citer sont les environs de la montagne des Puits près Saint-Christophe, le glacier du mont de Lans, le lac Noir au pied de la Tête du Toura (côté Nord).

Ces cristaux (type VI) sont de beaucoup plus abondants que dans

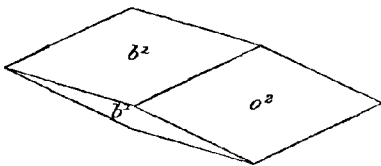


Fig. 8.  
Sphène (Type VI) du lac Noir.

les régions précédentes ; ils atteignent parfois plus d'un centimètre, mais ils sont généralement pauvres en faces. Ils ont un aspect pseudorhombédrique par suite de l'égal développement des faces  $o^2$  (102)  $b^1$  ( $\bar{1}12$ ) qui les constituent (fig. 8). Leur couleur

est très variée et souvent inégale, le sommet pseudoternaire du cristal étant plus clair que les bords. J'ai observé des cristaux gris de fumée

presque blancs au centre, presque noirs à la périphérie (Montagne des Puits). Il n'est pas rare de trouver dans cette région des cristaux de sphène offrant une forme différente au centre et à la périphérie. Le centre, toujours réduit aux formes  $o^2$  et  $b^1$ , est coloré par des inclusions microscopiques de ripidolite verte ou jaune pâle. Le plus souvent ces cristaux sont brun rougeâtre avec parfois des reflets cuivrés (cristaux implantés sur quartz avec ripidolite bruns à éclat métalloïde du lac Noir) : ils sont quelquefois maclés suivant  $h^1$  (100) (fig. 9.)

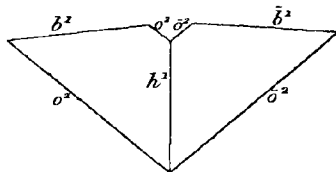


Fig. 9.

Section  $g^2$  (010) de la maclé suivant  $h^1$  (100) d'un cristal du type VI. (Lac Noir.)

Cette forme n'est pas la seule que l'on trouve dans cette région, j'ai étudié des échantillons provenant du glacier du mont de Lans, près du lac Noir ; le sphène s'y présente en cristaux minces identiques à ceux du massif du mont Blanc (type VII), avec albite, adulaire, ripidolite. Ils présentent (fig. 10) les mêmes faces que dans la figure 4, mais toutes les formes autres que  $b^1$  et  $o^1$  sont réduites à de très petites facettes. On y trouve parfois des macles suivant  $h^1$  constituant des cristaux cruciformes de deux lamelles.

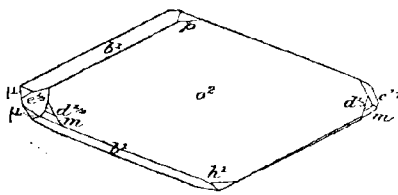


Fig. 10.

Sphène du lac Noir (Type VII).

Enfin, la collection du Muséum renferme un échantillon provenant de Saint-Christophe, sur lequel sont implantés de petits cristaux jaune d'or (type V) de pictite (fig 5.) : ils sont accompagnés de quartz hyalin, d'albite et d'anatase.

## 2° Comme élément normal de roches.

### a) Dans les granites, les granulites et les syénites.

Le sphène se rencontre comme élément presque constant en cristaux microscopiques dans toutes les roches énumérées ici ; il s'y trouve parfois en grande abondance en cristaux macroscopiques qui présentent des formes remarquablement identiques dans tous les gisements. Il est surtout abondant en beaux et gros cristaux d'un brun chocolat dans les roches amphiboliques ou pyroxéniques et particulièrement dans les granites ou pegmatites endomorphisés au contact d'amphibolites, de gneiss à pyroxène ou de cipolins.

Ces cristaux de sphène correspondent au type I; ils sont aplatis par suite de la prédominance des faces  $d^{1/2}$  (111) accompagnées de

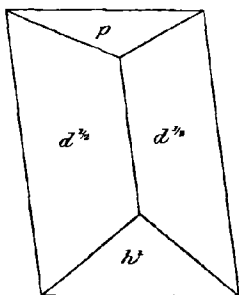


Fig. 11.  
Sphène de granites.

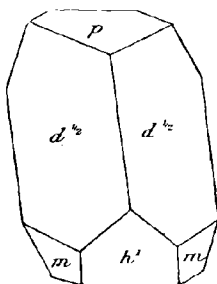


Fig. 12 et 13.  
Sphène de granites.

$p$  (001),  $h^1$  (100) (fig. 11) quelquefois de  $m$  (110) (fig. 12) et de  $o^2$  (102) (fig. 13). Quand ils sont allongés, c'est suivant l'arête  $d^{1/2} d^{1/2}$ . Les

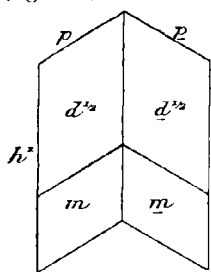


Fig. 14.  
Projection sur  $q^1$  (010) de  
la macle suivant  $h^1$  (100).

macles  $h^1$  (100) sont assez fréquentes, avec aplatissement parallèlement à  $h^1$  (fig. 14 et 15).

Plus rarement, les cristaux correspondent au type II, ils sont allongés suivant l'axe vertical (fig. 17).

Voici quelques gisements particulièrement riches en cristaux macroscopiques de sphène, je ne m'occuperai pas des gisements de cristaux microscopiques, car ils sont innombrables.

**Normandie.** — *Manche.* Dufrenoy a cité le sphène du granite de Flamanville.

**Bretagne.** — *Loire-Inférieure.* Les granulites en filons dans les gneiss pyroxéniques à dipyre des environs de Saint-Brévin (carrière de Roiloup) ont subi des phénomènes d'endomorphisme intense qui se sont notamment manifestés par la production de beaux cristaux de pyroxène et de sphène à faces brillantes (*B. S. M.* XII. 120. 1889).

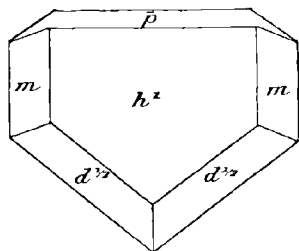


Fig. 15.  
Macle suivant  $h^1$  (100), Saint-Brévin.

Les cristaux de sphène, d'un brun rouge, offrent les formes habituelles  $d^{1/2}$  (111),  $p$  (001)  $h^1$  (100) avec parfois les faces  $o^2$  (102) réduites à de petites facettes triangulaires (fig. 11 à 13). Rarement l'importance



relative des faces  $p$  (011) et  $o^2$  (102) est renversée. Les macles suivant  $h^1$  (100) sont fréquentes. À l'inverse des cristaux simples, ces macles sont aplaties suivant  $h^1$  (100) (fig. 15).

Ces cristaux à faces très brillantes atteignent exceptionnellement 1<sup>cm</sup> de longueur ; ils ont en moyenne 0<sup>cm</sup>5 et peuvent aisément se détacher de leur gangue feldspathique.

**Pyénées.** — *Basses-Pyrénées.* Dans le massif du Labourd, j'ai trouvé de jolis cristaux bruns de sphène associés à du zircon de même couleur (*B. S. M.* XIV. 324. 1891) ; ils se rencontrent dans un filon de pegmatite à microcline en filon dans le cipolin de la carrière d'Itsatsou ; ils présentent les mêmes formes que ceux de Saint-Brévin.

**Plateau Central.** — *Cantal.* La même forme se trouve dans le sphène des pegmatites en filon dans les gneiss amphiboliques de Molompize.

*Loire.* C'est également au même type qu'il y a lieu de rapporter les gros cristaux de sphène brun des granulites endomorphisées au contact des gneiss à pyroxène de Saint-Denis-le-Courreau.

*Rhône.* M. Gonnard a trouvé, dans les mêmes conditions, des cristaux de 2<sup>mm</sup> dans les granulites endomorphisées de Duerne (*B. S. M.* XV. 235. 1892). Le sphène est très abondant dans le granite du Rhône et du sud de Saône-et-Loire. M. Drouot avait même distingué à Fleurie des types excessivement riches en ce minéral.

**Vosges.** — *Vosges.* Le sphène est très abondant dans les granites à amphibole (ancienne syénite) des Ballons (Servance, Corarvilliers, vallée de Senones, etc.) ; ils ont été étudiés par Delesse (*A. M.* XIII. 382. 1845) et Carrière (*A. Sac. d'Em. Vosges.* 218. 1852). Ses cristaux varient du jaune au brun foncé ; ils présentent la forme des fig. 11 à 14.

[*Alsace.*] Le même minéral se rencontre dans le granite à amphibole du Champ-du-Feu et de la Jægerthal. Mais le gisement le plus remarquable à signaler dans cette région consiste dans les filons ou nodules des granulites à pyroxène se trouvant dans les cipolins de la carrière Saint-Philippe près Sainte-Marie-aux-Mines et à la partie supérieure de celle du Val de Ville. Ce sphène en beaux cristaux marron foncé a été étudié par Delesse ; ces cristaux atteignent plusieurs centimètres de longueur ; ils ont la forme habituelle dans ce genre de gisement (fig. 11 à 15). (Voir page 252.)

**Alpes.** — *Massif du mont Blanc. — Haute-Savoie.* Le sphène en petits cristaux jaune de miel est fréquent dans la protogine et particulièrement dans celle à grands cristaux de microcline qui se trouve dans toutes les collections sous le nom de protogine de Pormenaz.

*Isère.* J'ai observé de jolis cristaux de sphène dans des blocs de granite à amphibole (cristaux jaune de miel) erratique à la Placette près Pommiers (fig. 11 à 15) ainsi que dans un granite à microcline très riche en cristaux nets d'amphibole et pauvre en quartz (passage à la syénite) recueillis par M. Rouast, sur la rive gauche du lac Lovitel (ou Lauvitel), près le Bourg-d'Oisans.

Au moment de la mise en pages de cette feuille, M. Termier vient de décrire ce gisement (*B. S. M.* XIX. 81. 1896). Les cristaux sont, d'après lui, surtout abondants à la base des escarpements qui dominent Vivarais, au nord-ouest du lac et près du chemin muletier. Ils dépassent rarement 5 millimètres. En outre des formes communes que j'ai observées, M. Termier a trouvé des cristaux un peu allongés suivant la zone verticale, et présentant les faces  $d^1$  (112) et les formes nouvelles  $d^{3/16}$  (883) [ou  $d^{1/4}$  (221)] et  $b^{10/3}$  ( $\bar{3}.3.20$ ) [ou  $b^3$  ( $\bar{1}16$ )]. La fig. 16 représente ces cristaux d'après l'auteur précité : cet aspect est celui qui domine

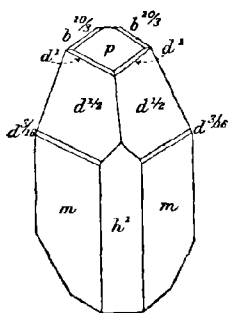


Fig. 16.  
Sphène du lac Lovitel.

dans les petits cristaux. Les macles  $h^1$  (100) sont rares dans cette combinaison.

**Corse.** — Le granite amphibolique porphyroïde à microcline rose d'Algajola est depuis longtemps célèbre par ses beaux cristaux de sphène brun atteignant 1<sup>cm</sup> (fig. 11 à 15); ils sont souvent recouverts d'un enduit d'ilménite.

D'après les indications que M. Nentien a bien voulu me communiquer, la plus grande partie du granite de la feuille (carte d'État-Major) de Calvi est riche en cristaux macroscopiques de sphène; on peut citer plus particulièrement à cet égard le granite de la partie ouest de la vallée du Rézino, celui coupé par la route de la Haute Balagne, entre Cateri et Avapessa, celui d'Àregno.

b) *Dans les syénites néphéliniques.*

Dans les syénites néphéliniques comme dans la plupart des roches

sodiques, la forme dominante du sphène est celle de la séméline (type III), avec parfois allongement suivant l'axe vertical, surtout quand les cristaux sont maclés suivant  $h^1$  (100).

**Pyénées.** — *Hautes-Pyrénées.* Le sphène est assez abondamment répandu dans la syénite néphélinique de Pouzac. A la partie supérieure de la carrière de la Sablière, se trouve une variété très altérée de cette roche, se désagrégant facilement; elle est très amphibolique et contient souvent assez de sphène (type III) pour qu'il soit possible d'en extraire en abondance de nombreux cristaux jaune de miel ayant jusqu'à 3 mm et présentant les formes  $d^{1/2}$  (111),  $m$  (110) et  $h^1$  (100),  $m$  et  $d^{1/2}$  sont également développées, alors que  $h^1$  ne forme qu'une petite facette (fig. 17) ou est absente (fig. 18). Les macles suivant  $h^1$  (100) sont rares dans les cristaux que j'ai observés.

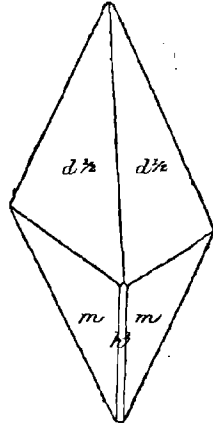


Fig. 17.  
Sphène de la syénite  
néphélinique de Pouzac.

c) *Dans les diorites, les diabases et les gabbros.*

Le sphène est fréquent en gros cristaux dans les diorites, diabases, gabbros. Il y présente généralement les mêmes formes que dans les gisements granitiques. (Type I), (fig. 11 à 15).

Je ne connais pas d'autres gisements qui méritent une mention spéciale que les suivants :

**Bretagne.** — *Finistère.* Dans la diorite du Moulin-Chatel, en Lannilis, M. Barrois a trouvé un échantillon contenant un gros cristal brun de sphène qu'il a bien voulu me communiquer; ce sphène est très pléochroïque; d'après ce savant, ce même minéral serait très abondant dans les diorites du N.-O. du Finistère et dans celles de l'île de Batz.

**Pyénées.** — *Haute-Garonne.* Le sphène se trouve en grands cristaux d'un jaune foncé dans la diorite d'Eup près Saint-Béat. Je dois à l'obligeance de M. Gourdon un cristal net présentant la forme de la figure 19.

d) *Dans les roches volcaniques.*

**Plateau Central.** — Certains trachytes, certaines andésites acides et les phonolites du Plateau Central renferment du sphène en

assez grande abondance comme élément *microscopique* ancien. Ce minéral devient parfois *macroscopique* et peut s'observer en cristaux bruns ou jaune d'or ; le type séméline domine (fig. 17 et 18), modifié parfois par raccourcissement des faces de la zone prismatique (fig. 19). Je citerai à cet égard les quelques gisements suivants :

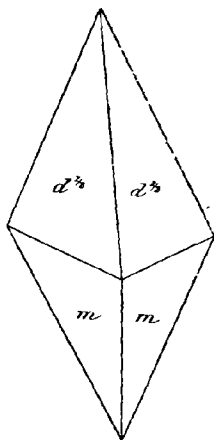


Fig. 18.  
Sphère de la phonolite  
d'Araules.

*Haute-Loire.* M. Boule m'a remis de jolis cristaux bruns de sphère engagés dans la phonolite d'Araules, ils ont de 1 à 2<sup>mm</sup> et présentent les formes des figures 17 et 18.

Le même minéral se trouve en cristaux jaune citron dans les trachytes d'Ardemais, de Saint-Pierre Eynac (L. Pascal).

*Cantal.* M. Fouqué m'a donné des échantillons du trachyte de la Font d'Alagnon renfermant de jolis cristaux de sphère qui mesurent de 3 à 4<sup>mm</sup>. Le gisement précis de ces cristaux se trouve au nord de l'ancienne route passant au col du Lioran, entre l'Alagnon et le col (au-dessus du sentier allant de la gare du Lioran au puy Griou.)

*Puy-de-Dôme.* Le sphère se rencontre en petits cristaux jaune de miel (type III) dans les phonolites du Mont Dore et notamment dans celle de la Sanadoire. On le trouve aussi dans la phonolite de Chaux Montgros [cristaux jaunes translucides de 2<sup>mm</sup> avec les faces  $d^{1/2}$  (111),  $m$  (110) et  $h^1$  (100) (fig. 19).] Le même minéral se rencontre dans les trachytes à biotite (dômities) de la chaîne des Puy (puy de Dôme, Sarcouy, puy Chopine, etc.).

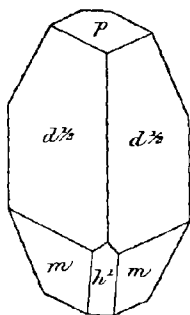


Fig. 19.  
Sphère de la phonolite  
(Chaux Montgros).

M. Gonnard (*op. cit.*, 82) l'indique en petits cristaux à la surface des lames d'oligiste de la dômite du puy de la Tache.

e) Dans les enclaves des roches volcaniques.

α) Enclaves homogènes.

**Plateau Central.** — Le sphère se rencontre fréquemment dans les sanidinites des trachytes.

*Cantal.* Le gisement de Menet est à ce point de vue très caractéristique. J'y ai trouvé (*B. S. M.* XIV. 315. 1891) le sphène à deux états, en grands cristaux de 5<sup>mm</sup> jaune de soufre, fendillés, présentant les faces  $m$  (110) et  $d^{1/2}$  (111) également développées avec  $h^1$  (100) très large (type de la fig. 16), et en cristaux transparents filiformes suivant l'axe vertical, souvent maclés (fig. 20) et terminés par les faces  $d^{1/2}$  (111). Ces derniers cristaux se rencontrent exclusivement dans des géodes où ils se sont produits par sublimation; leurs faces sont généralement cavernueuses. Ils y sont associés à des aiguilles de zircon rose dont l'allongement contraste avec la forme trapue des cristaux rouge hyacinthe du même minéral qui se présente comme élément normal de la sanidinite.

β) Enclaves énallogènes.

**Plateau Central.** — *Haute-Loire.* C'est également par voie de fumerolles que le sphène s'est produit dans les cavités du trachyte de Montcharret en La Prade formées par la résorption d'enclaves quartzofeldspathiques. Il y constitue des cristaux atteignant à peine 1<sup>mm</sup>, extrêmement aplatis et souvent maclés suivant  $h^1$  (100); ils sont associés à de l'ægryrine, de la chabasia, du quartz, de la tridymite, etc. Les échantillons que j'ai examinés m'ont été communiqués par M. Gonnard.

*Puy-de-Dôme.* J'ai rencontré de très jolis cristaux de sphène dans une enclave de gneiss à cordiérite du trachyte du Capucin (Mont-Dore).

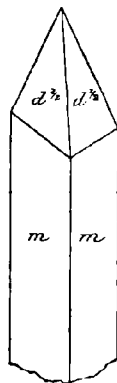


Fig 20.  
Sphène des sanidinites  
de Menet.

γ) Dans les tufs volcaniques, en cristaux isolés.

**Plateau Central.** — *Haute-Loire.* Les scories basaltiques de la Haute-Loire et les sables des ruisseaux qui les traversent renferment fréquemment de gros cristaux roulés de sphène d'un brun rougeâtre associés à des cristaux de zircon, de corindon; ils proviennent de la démolition de roches feldspathiques arrachées des profondeurs par les éruptions basaltiques [scories du Croustet, de Taulhac, de Sainzelle, sables du Riou Pezzouliou (*Pascal, op. cit.*)]. Les cristaux que j'ai observés atteignent parfois plusieurs centimètres de longueur, ils présentent les formes  $m$  (110),  $h^1$  (100),  $d^{1/2}$  (111),  $b^{1/2}$  ( $\bar{1}11$ ): ils corres-

pondent au type III (fig. 21) ; quelquefois les faces  $d^{1/2}$  (111) sont extraordinairement développées, le cristal est allongé suivant leur intersection mutuelle, les autres formes étant réduites à de petites facettes (fig. 22).

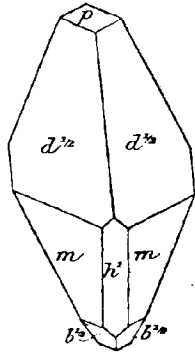


Fig. 21.  
Sphère des cendres du Croustet  
(Type III).

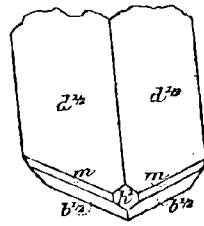


Fig. 22.  
Sphère des cendres  
du Croustet.

Quelques cristaux sont allongés suivant l'axe vertical, alors que d'autres, de couleur plus claire, sont à rapporter au type I.

*Ardèche.* Les tufs basaltiques de Rochemaure et de Chenavari fournissent quelques cristaux isolés de sphène.

**Algérie.** — *Oran.* Dans les mêmes conditions, M. Gentil a trouvé un cristal de sphène (Type I) roulé, associé à des cristaux d'augite et de hornblende dans le cratère de Ben Ganah (région d'Aïn Temouchent). La roche volcanique de ce gisement est une leucotéphrite.

### 3° Dans les schistes cristallins.

Le sphène se rencontre abondamment dans les schistes cristallins, surtout dans les types amphiboliques. Il y forme des cristaux de beaucoup plus grande taille que dans les roches éruptives ; ceux-ci ont généralement la même forme que dans le granite. (Type I) (fig. 11 à 16).

Dans les amphibolites et les micaschistes, on a signalé des cristaux constitués par les faces  $d^{1/2}$  (111),  $b^1$  ( $\bar{1}12$ ).

Enfin, dans les schistes cristallins, se rencontrent d'énormes cristaux sans faces distinctes, arrondis et clivables suivant  $m$  (110).

**Bretagne.** — *Morbihan.* De beaux cristaux de sphène se trouvent à l'île de Groix et notamment dans les chloritoschistes de l'anse de Bilhéry; ceux que je dois à l'obligeance de M. de Limur sont ternes et souvent assez analogues comme aspect au xanthitane des gisements américains (voir page 237). Von Lasaulx a signalé (*Verhandl. nieder-rhein. Ver. Bonn*, XL. 271. 1883) dans les fentes des micaschistes de la baie de Pourmelin dans la même île, de petits cristaux maclés suivant  $h^1$  (100) et clivables parallèlement à  $b^1$ .

Le sphène est peu abondant en petits cristaux bruns dans les gneiss à pyroxène du Morbihan (Roguédas).

*Loire-Inférieure.* M. Baret a trouvé un joli cristal transparent de sphène jaune d'or dans les gneiss de Saint-Viaud; le cristal n'a pu être mesuré. Dans les gneiss amphiboliques de la Menageraie près Saint-Viaud, se rencontrent des cristaux bruns semblables comme formes et dimensions à ceux des granulites de Saint-Brévin: dans la carrière de la Ramée, au contraire, ils sont jaune de soufre et atteignent 1<sup>cm</sup>; leurs faces sont arrondies (fig. 19).

Des cristaux (fig. 14) atteignant 1<sup>cm</sup> se rencontrent dans les micaschistes granulitisés de Ville-ès-Martin près Saint-Nazaire (cristaux bruns), dans les amphibolites de la Chaterie en Saint-Herblain (cristaux et masses clivables jaunes), dans les gneiss amphiboliques du chemin de la Jutière en Port-Saint-Père, dans les micaschistes de la Tremissinière (petits cristaux jaune citron) près Nantes, et dans de nombreux autres gisements des environs de Nantes.

**Pyénées.** — *Basses-Pyrénées.* Dans les cipolins et amphibolites de Cambo, j'ai recueilli des cristaux déformés de sphène brun atteignant 2<sup>cm</sup> de plus grande dimension; ils sont accompagnés de pyrite, d'actinote, d'épidote.

*Hautes-Pyrénées.* Des cristaux de sphène brun se rencontrent dans les mêmes conditions et associés aux mêmes minéraux à la montée du lac Bleu (massif du pic du midi de Bigorre).

**Plateau Central.** — Le sphène se présente en abondance dans les amphibolites et gneiss amphiboliques du Plateau Central; je n'ai pas de documents personnels précis sur cette catégorie de gisements.

*Haute-Vienne.* La collection Haüy renferme une amphibolite indiquée

comme provenant du Pont rompu (*Haute-Vienne*) et renfermant un cristal jauné pâle de sphène à formes distinctes (Type I, fig. 11).

*Corrèze.* Dans la même collection, se trouve une amphibolite recueillie à Uzerche; elle contient un agrégat de cristaux de sphène d'un jaune sale atteignant 1<sup>cm</sup> de plus grande dimension. Ce gisement a été signalé par Haüy (*op. cit.*, IV. 359. 1822).

*Puy-de-Dôme.* M. Gonnard m'a indiqué de gros cristaux de sphène dans l'éclogite de la côte de la Pinatelle, à Ardès.

*Rhône.* Drian (*op. cit.*, 412) cite des cristaux de sphène dans le gneiss amphibolique du pigeonnier de Francheville. J'ai indiqué plus haut le sphène des granulites de Duerne associées à des gneiss à pyroxène.

**Vosges.** — *Vosges.* De gros cristaux de sphène brun dépassant 1<sup>cm</sup> ont été décrits par Delesse (*A. M.* XVI. 361. 1849) dans les gneiss amphiboliques du Val d'Ajol, à Faymont, sur la route de Courrupt à Girmont (*Carrière op. cit.*, 218), dans ceux d'Etival près Raon-l'Étape.

Le même minéral se rencontre en cristaux nets dans les cipolins de Laveline et du Chipal.

[*Alsace*]. Dans la carrière de Saint-Philippe près Sainte-Marie-aux-Mines, le sphène ne se rencontre pas seulement dans les bancs de granulite (page 245) : on le trouve aussi dans les cipolins et dans les nodules feldspathiques transformés en pseudophite, décrits page 43.

Il y est parfois extrêmement abondant; Carrière dit en avoir isolé plus de 50 d'un bloc de pseudophite de la grosseur du poing. Ces cristaux sont souvent recouverts d'une pellicule blanche dont il est facile de les dégager. C'est dans cette gangue que A. Müller a trouvé de curieuses pseudomorphoses de sphène en *brookite* (*Verhandl. d. naturforsch. Gesell. Basel*, 1857. 573); les petites lamelles de *brookite* d'un gris bleu épigénisent complètement ou partiellement le minéral qui conserve sa forme extérieure; elles sont implantées perpendiculairement aux faces du sphène, leurs intervalles étant remplis par une matière ocreuse jaune.

**Nouvelle-Calédonie.** — Des cristaux de sphène se rencontrent dans les micaschistes de la vallée du Diahot. Au microscope, on constate qu'ils ont parfois un centre de rutile.

#### 4° Dans les roches de contact des roches éruptives.

**Pyrénées.** — *Ariège.* Dans les roches sédimentaires modifiées par



les roches éruptives le sphène est assez fréquent comme élément microscopique. Je ne l'ai observé en cristaux distincts macroscopiques que dans la forêt de Freychinède au milieu d'un calcaire jurassique modifié par la lherzolite. Il y forme des cristaux distincts, bruns, de la forme commune (fig. 11). M. des Cloizeaux l'avait déjà signalé dans de semblables conditions au milieu de calcaires modifiés par la lherzolite à Engoumer (*op. cit.*, I. 151).

5° *Dans les roches sédimentaires modifiées en dehors de l'action des roches éruptives.*

**Alpes.** — *Savoie.* En dissolvant dans les acides une grande quantité de calcaire triasique de Modane, j'ai trouvé, en outre, des nombreux cristaux d'albite décrits p. 163, du rutile et de jolis cristaux transparents de sphène jaune  $a^2$  (102),  $b^1$  ( $\bar{1}12$ ) (type VI, fig. 8); ils ne dépassent guère 1<sup>mm</sup> de plus grande dimension. Ils sont rarement accompagnés de petits cristaux transparents de tourmaline, et sont souvent embrochés par des aiguilles de rutile.

6° *Comme produit secondaire dans diverses roches.*

Le sphène se rencontre avec une très grande fréquence comme élé-



Fig. 23.

Lame mince d'un cristal d'ilménite en partie transformé en sphène (leucozène) (gabbro du cap Corse). (Lumière polarisée.)

ment secondaire dans toutes les roches renfermant des minéraux titanifères.

Il se produit d'une façon spéciale aux dépens de l'ilménite, de la magnétite titanifère, du rutile, mais toujours comme élément microscopique. La figure 23 représente la photographie d'un cristal d'ilménite transformé en sphère. On reconnaît la symétrie ternaire du minéral original. C'est cette variété de sphère qui a été tout d'abord considérée comme un minéral spécial et appelée *titanomorphite*, *leucaxène*.

---

# SILICATES HYDRATÉS

---

## ZÉOLITES

Les zéolites constituent une nombreuse et intéressante famille de minéraux, offrant entre eux les plus grandes analogies de mode de formation et de conditions de gisement.

Leur caractère distinctif parmi les silicates réside dans une grande fusibilité au chalumeau, accompagnée d'un bouillonnement qui leur a fait donner leur nom ( $\zeta\epsilon\tau\nu$ , bouillonner;  $\lambda\theta\omicron\varsigma$ , pierre), dans une faible dureté, dans une faible densité (2,0 à 2,4) et enfin dans une facile attaque par les acides avec production de silice gélatineuse, floconneuse ou pulvérulente.

Les zéolites sont des silicates hydratés d'aluminium, de calcium, de potassium ou de sodium, avec plus rarement du baryum ou du strontium. On les a depuis longtemps comparées à des feldspaths hydratés : les rapports atomiques de quelques-unes d'entre elles, déduction faite de l'eau, sont ceux d'une anorthite ou d'une albite calcique, et ces produits peuvent être obtenus par fusion et recuit de ces zéolites ; mais là s'arrête l'analogie avec le groupe des feldspaths. Les zéolites en effet ne forment pas un groupe continu : elles constituent des espèces ou des groupes d'espèces indépendants les uns des autres, différant à la fois par leur formule chimique, leurs formes et leurs propriétés optiques. Dans les groupes particuliers de cette famille, il n'existe pas non plus de série comparable à celle des feldspaths tricliniques. Dans le groupe des natrolites, par exemple, le sodium peut bien se substituer à une partie du calcium, mais l'existence d'un type exclusivement sodique n'entraîne pas dans celui-ci une élévation de silice comparable à celle qui distingue l'albite exclusivement sodique de l'anorthite complètement calcique.

L'état dans lequel l'eau existe dans les zéolites a provoqué des travaux dont la discussion sort du cadre de cet ouvrage : je rappellerai seulement que ces minéraux perdent et reprennent leur eau avec la plus

1. On peut joindre aux zéolites proprement dites un petit groupe dépourvu d'aluminium, celui de l'*apophyllite*.

grande facilité. M. Damour a fait à cet égard des expériences classiques (*A. P. C.* LIII. 438. 1858). Divers auteurs, et notamment Mallard, MM. Klein et Rinne, ont montré comment, dans beaucoup de zéolites, cette perte et cette reprise de l'eau étaient accompagnées d'intéressantes modifications optiques, modifications observées toutes les fois qu'on chauffe ces minéraux. Ces modifications dues à la perte d'eau peuvent servir à expliquer les anomalies optiques offertes par quelques-uns des minéraux qui nous occupent.

Au moment de la mise en pages de cette feuille, M. G. Friedel a montré (*B. S. M.* XIX. 93. 1896) que l'eau de toutes les zéolites peut être totalement chassée sans que le réseau cristallin de la substance soit détruit : non seulement cette eau peut être reprise avec énergie, mais encore elle peut être remplacée par divers gaz (gaz ammoniac, hydrogène sulfuré, anhydride carbonique, alcool éthylique, hydrogène, air atmosphérique), par des composés volatils du silicium (fluorure et tétrachlorure) et même par de la silice. Suivant une expression de Mallard, tous ces corps imprégneraient donc le réseau cristallin des zéolites comme une éponge. M. G. Friedel a pu colorer les zéolites en leur faisant absorber, après déshydratation, diverses substances minérales ou organiques, sans pouvoir cependant leur donner du pléochroïsme (*C. R.* CXXII. 1009. 1896).

Au point de vue de leur mode de formation, les zéolites sont toujours des produits secondaires d'altération formés par voie aqueuse aux dépens d'autres minéraux et particulièrement de silicates : elles sont associées entre elles ou avec d'autres produits secondaires : calcite, aragonite, quartz, opale, datholite, prehnite, pectolite, épidote, chlorites, etc.

On peut distinguer les genres suivants de gisement :

1° Formation actuelle dans les grandes profondeurs des océans. — M. Renard a montré (*Bull. Ac. Sc. Belgique*, XIX. 1890), par l'étude des produits des sondages du Challenger, qu'une zéolite, la christianite, se forme en proportion considérable dans les grandes profondeurs de l'Océan Pacifique, par la simple action de l'eau de mer à + 2° à 3° C. sur les produits volcaniques basiques qui en constituent le substratum.

2° Formation dans les sources thermales. — Les travaux de M. Daubrée ont montré qu'un grand nombre de zéolites (christianite, chabasie, etc.) se sont formées par l'action lente de sources thermales peu minéralisées sur des briques et bétons romains. Elles ne se pro-

duisent que dans ces produits calciques, auxquels ils empruntent leurs éléments. La stilbite a été trouvée aux griffons de la source d'Olette. La température de ces sources est inférieure à 100° C. : 78° (Olette), 70° (Plombières), 68° à 58° (Bourbonne), 46° (Luxeuil).

3° Dans les filons métallifères. — Ce mode de formation se rattache étroitement au précédent. Les espèces produites (harmotome, chabasia, stilbite, heulandite, laumontite) se trouvent surtout dans des filons concrétionnés plombifères, argentifères ou zincifères à gangue calcaire et plus rarement quartzeuse.

4° Dans les fentes de roches diverses. — C'est encore par circulation d'eau que les zéolites se forment dans les fentes des roches les plus diverses — éruptives (granites, diorites, diabases, gabbros) — cristallophylliennes (gneiss, micaschistes) ou sédimentaires métamorphiques (phyllades et calcaires paléozoïques, calcaires secondaires, etc.). A cet égard, les gisements décrits plus loin apporteront de nombreux documents nouveaux sur cette catégorie de gisements dans lesquels on trouve surtout : chabasia, stilbite, heulandite, brewsterite, laumontite, analcime, scolécite, thomsonite, etc.

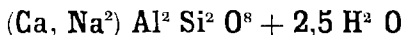
Dans ces gisements, les zéolites se sont formées par altération des roches qui les renferment, soit sous l'action d'eaux thermales ascendantes, soit plus souvent par ruissellement superficiel des eaux pluviales ou de celles des névés : c'est ce qui a lieu notamment dans beaucoup de gisements des Pyrénées. Les éléments de ces minéraux ont souvent été empruntés sur place aux roches zéolitifères, dans d'autres cas, ils ont été en partie apportés, c'est ainsi que ce sont des zéolites calciques (chabasia, stilbite) et non des zéolites potassiques ou sodiques qui se sont produites dans les fentes des granulites et gneiss acides de Cambo.

5° Dans les vacuoles de roches éruptives et particulièrement dans celles des roches basiques. — Ce genre de gisement est le plus généralement connu. Dans les basaltes et labradorites amygdalaires, les zéolites se produisent sur place aux dépens des feldspaths de la roche ou de ses enclaves ; les espèces formées dans ces conditions sont nombreuses : c'est le gisement principal de la mésotype et des autres natrolites, de la christianite, de la gismondine, etc. ; toutes les autres espèces peuvent s'y rencontrer. Les mêmes minéraux se trouvent dans les phonolites, les trachytes ; ils y sont formés aussi par corrosion sur place.

## ZÉOLITES ALUMINEUSES

(ZÉOLITES PROPREMENT DITES)

## THOMSONITE

Orthorhombique.  $mm = 90^\circ 25'$  (Brögger). $b : h = 1000 : 716,480$ .  $D = 709,707$ .  $d = 704,487$ . $[a : b : c = 0,9925 : 1 : 1,0095^1]$ *Formes observées.*  $p$  (001),  $m$  (110),  $h^1$  (100),  $g^1$  (010).

*Faciès des cristaux.* Les cristaux de thomsonite sont généralement allongés suivant l'axe vertical, les faces de la zone prismatique sont striées verticalement; souvent le minéral est lamelleux suivant  $g^1$  (010), ses cristaux sont parfois terminés par des pointements  $p$  (001). Enfin quelques variétés sont fibreuses et se présentent en masses mamelonnées à éclat soyeux: ce sont elles qui ont reçu le nom de *mésote*.

*Clivages.* Clivage  $g^1$  (010) parfait,  $h^1$  (100) difficile, trace suivant  $p$  (001). Cassures transversales, cassure inégale.

*Dureté.* 5 à 5,5.*Densité.* 2,3 à 2,4; 2,357 (bois du Fajou).

*Coloration et éclat.* Incolore, blanche, jaune ou rougeâtre. Poussière incolore. Transparente ou translucide.

Éclat vitreux parfois un peu nacré. Éclat soyeux dans les variétés fibreuses.

*Propriétés optiques.* Plan des axes optiques parallèle à  $p$  (001) c'est-à-dire transversal à l'allongement du minéral.

La bissectrice aiguë est *positive* ( $n_g$ ) et perpendiculaire à  $g^1$  (010). La dispersion est notable,  $\rho < \nu$ .

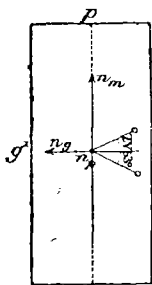


Fig. 1.

Épure de la face  $h^1$  (100) perpendiculaire à la bissectrice  $n_p$ .

$$2V = 53^\circ \text{ environ.}$$

$$n_g = 1,525 \text{ Dx. ;}$$

$$n_m = 1,503;$$

$$n_p = 1,498;$$

$$n_g - n_p = 0,027.$$

1. Ces paramètres mettent en évidence le réseau pseudocubique de la thomsonite.

*Composition chimique.* Composition théorique répondant à la formule  $(Ca, Na^2) Al^2 Si^2 O^8 + 2,5 H^2 O : a)$  avec  $Ca O : Na^2 O = 3 : 1.$  ;  $b)$  avec  $Ca O : Na^2 O = 1 : 1.$

	a)	b)
Si O <sup>2</sup> .....	37,0	36,8
Al <sup>2</sup> O <sup>3</sup> .....	31,4	31,3
Ca O.....	12,9	8,6
Na <sup>2</sup> O.....	4,8	9,5
K <sup>2</sup> O.....	»	»
H <sup>2</sup> O.....	13,9	13,8
	<hr/>	<hr/>
	100,0	100,0

Les mésoles sont souvent plus riches en silice que la thomsonite.

*Essais pyrognostiques.* Au chalumeau, fond avec gonflement en un émail blanc. Décomposée par l'acide chlorhydrique en faisant gelée.

*Diagnostic.* Parmi les zéolites, la thomsonite possède une place à part au point de vue du diagnostic, grâce à la position du plan des axes optiques perpendiculaire à l'allongement de ses fibres, et à sa haute biréfringence. Ce dernier caractère optique est nécessaire pour distinguer ce minéral de la mésolite, la différenciation n'étant pas possible par des essais pyrognostiques ou qualitatifs.

## GISEMENTS ET ASSOCIATIONS

La thomsonite est toujours accompagnée par d'autres zéolites ou par de la prehnite. Elle existe en France dans les conditions suivantes :

- 1° Dans les roches volcaniques basiques.
- 2° Dans les fissures des schistes paléozoïques.
- 3° Dans les calcaires et les marnes calcaires métamorphisées par la lherzolite.

### 1° Dans les roches volcaniques basiques.

Dans ce genre de gisement, la thomsonite se présente souvent sous forme de mamelons fibreux (*mésolé*).

**Plateau Central.** — *Ardèche.* J'ai observé de beaux échantillons de mésolé en globules atteignant 1<sup>cm</sup> de diamètre dans le basalte porphyroïde d'Aubenas, riche en enclaves calcaires. Ce minéral y est intimement associé à de la christianite et plus rarement à de la chabasie. M. Gonnard l'a rencontré dans le basalte de Chabane près de Saint-Agrève.

*Puy-de-Dôme.* On verra page 279 que le minéral de Gignat (plateau de la chaux de Bergonne), qui a été décrit comme *mésole*, constitue une espèce spéciale la *gonnardite*. Je n'ai trouvé que rarement les globules de ce minéral recouverts d'un enduit de thomsonite offrant une structure à la fois zonaire et fibreuse.

M. Gonnard m'a fait savoir que les petits globules blancs du basalte de Prudelle qu'il a cités autrefois comme *mésole* (*op. cit.* 75) sont en réalité constitués par de la calcite.

*Loire.* La christianite des basaltes du bois de Verrière est accompagnée de petits mamelons de *mésole* et de cristaux divergents de thomsonite à formes nettes rappelant celles de la *comptonite* de Bohême (Gonnard).

**Algérie.** — *Alger.* Les labradorites des environs de Dellys et particulièrement celles du cap Bengut (en face du phare) contiennent de nombreuses zéolites parmi lesquelles M. Gentil a trouvé de la thomsonite. Ce minéral y forme des masses fibreuses divergentes dont les cristaux constitutifs dépassent 1<sup>cm</sup> de longueur : ceux-ci sont blancs, transparents ou fortement translucides à leur extrémité libre et intimement associés à de l'analcime. Le minéral est très altéré ; aussi sa densité n'est-elle que de 2.25 (*B. S. M.* XVIII. 374. 1895).

### 2° Dans les fissures des schistes paléozoïques.

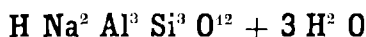
**Pyénées.** — *Hautes-Pyrénées.* Le seul échantillon à rapporter à ce genre de gisement m'a été signalé par M. Gourdon.

La thomsonite forme de longs cristaux aplatis suivant  $g^1$  (010) associés à de la prehnite dans les fissures d'un schiste paléozoïque métamorphisé du pic de Sarrouyès (vallée de Louron).

### 3° Dans les calcaires et dans les marnes calcaires métamorphisés par la *lherzolite*.

**Pyénées.** — *Ariège.* J'ai trouvé la thomsonite dans les fissures des schistes micacés tachetés à dipyre du bois du Fajou, près Caussou et de l'Escourgeat dans la vallée de Suc (voir à *dipyre*). Elle y forme des croûtes créées, à surface régulièrement ondulée. Les cristaux sont lamelleux ; ils ne constituent pas de sphérolites, mais sont implantés normalement à la paroi schisteuse. Les lames de clivage  $g^1$  (010) laissent voir de petites facettes  $h^1$  (100) et  $p$  (001).



*HYDRONÉPHÉLITE*

Hexagonal.

*Facès.* L'hydronéphélite forme des masses à apparence compacte, se montrant au microscope constituées par des plages cristallines globuleuses ou un peu fibreuses.

*Dureté.* 4,5 à 6.

*Densité.* 2,263.

*Coloration et éclat.* Blanche, rosée ou d'un gris noir. Éclat vitreux. Translucide ou opaque.

*Propriétés optiques.* Uniaxe et positif.

$$n_g - n_p = 0.010 \text{ environ.}$$

*Composition chimique.* La formule donnée plus haut correspond à la composition suivante :

Si O <sup>2</sup> ....	39,3
Al <sup>2</sup> O <sup>3</sup> ....	33,4
Na <sup>2</sup> O....	13,5
H <sup>2</sup> O.....	13,8
	100,0

Une petite quantité de calcium remplace souvent une proportion équivalente de sodium.

*Essais pyrognostiques.* Facilement fusible en un émail blanc. Décomposée par l'acide chlorhydrique en faisant gelée.

*Diagnostic.* L'hydronéphélite se distingue de la mésotype par l'émail blanc qu'elle produit par fusion, et par ses propriétés optiques (axe unique positif). Les groupements de mésotype décrits page 165, conduisant à l'uniaxe, ôtent de sa valeur à ce dernier caractère.

**GISEMENTS ET ASSOCIATIONS**

L'hydronéphélite est un produit d'altération de la sodalite et de la néphéline. Je l'ai rencontrée dans les roches des gisements suivants :

1° *Dans les syénites néphéliniques.*

**Pyrénées.** — *Hautes-Pyrénées.* Dans la syénite néphélinique de la Sablière de Pouzac, la sodalite et la néphéline présentent de fréquentes altérations qui ont été décrites dans le tome I. Il n'est pas rare de voir ces

minéraux transformés en hydronéphéline souvent mélangée de mésotype. Je n'ai pu isoler à l'état de pureté une quantité suffisante de matière pour faire des essais chimiques quantitatifs. Les propriétés optiques, cependant, ne laissent guère de doute sur l'existence de l'hydronéphéline dans ces pseudomorphoses. A l'œil nu, elles se présentent avec une teinte grise ou légèrement rosée.

### 2° Dans les néphélines

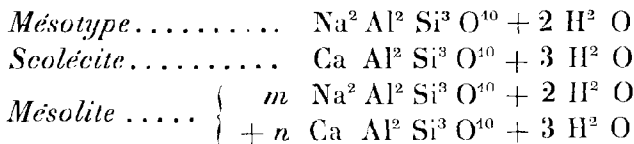
**Plateau Central.** — *Puy-de-Dôme.* A l'article néphéline, j'ai signalé la remarquable roche à grands cristaux de néphéline du puy de Saint-Sandoux (Barneire). L'hydronéphéline y est fréquente comme produit secondaire formé avec la mésotype et la christianite aux dépens de la néphéline et des feldspaths.

## GROUPE DES NATROLITES

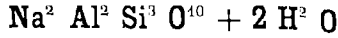
Les natrolites présentent entre elles de remarquables analogies, bien que cristallisant dans des systèmes différents (orthorhombique, monoclinique, triclinique). Leur forme extérieure est pseudoquadratique; cette pseudosymétrie est parfois accentuée par des macles microscopiques. Tous ces minéraux se clivent facilement suivant les faces d'un prisme voisin de 91°.

Le plan des axes optiques est compris dans  $g^1$  (010) (*mésotype*), ou dans  $h^1$  (100) (*scolécite*): il est presque perpendiculaire à l'axe vertical dans la *mésolite*; la bissectrice aiguë est parallèle à l'axe vertical et positive dans la *mésotype*, ou seulement voisine de cet axe et négative dans la *scolécite*, alors que c'est l'indice moyen qui occupe cette position dans la *mésolite*.

Ce groupe comprend les trois types suivants :



MÉSOTYPE



Orthorhombique.  $mm = 91^\circ$

$b : h = 1000 : 251,071 \quad D = 713,250 \quad d = 700,909$

$[a : b : c = 0,98270 : 1 : 0,35201]$

Formes observées.  $p$  (001);  $h^1$  (100),  $m$  (110),  $g^1$  (010);  $e^1$  (011);  $b^{1/6}$  (331),  $b^{39/80}$  (40. 40. 39),  $b^{1/2}$  (111);  $x = (b^1 b^{1/21} h^{1/14})$  (10. 11. 11),  $u = (b^{1/2} b^{1/70} g^1)$  (34. 36. 4).

Macles. D'après M. Brögger (*Z. K. XVI. 596. 1890*) une partie des mésotypes seraient monocliniques ( $ph^1 = 90^\circ 5'$ ) et présenteraient une symétrie pseudoorthorhombique grâce à des macles suivant  $h^1$  (100). On verra plus loin que la mésotype offre d'intéressantes macles microscopiques suivant  $m$  (110).

Les abréviations  $G$  et  $G^1$  sont mises en regard des mesures prises par M. Gonnard sur les cristaux de mésotype du puy de Marman et de la tour de Gevillat.

Angles		Angles		Angles	
calculés	mesurés	calculés	mesurés	calculés	mesurés
$mm$	$91^\circ 0'$	$b^{1/2} b^{1/2} \text{ s. } p$	$126^\circ 40' \quad 126^\circ 53' (G) 35' (G^1)$	$xx \text{ avant.}$	$146^\circ 28' \quad 146^\circ 17' (G)$
$mh^1$	$135^\circ 30'$	$b^{39/80} b^{39/80} \text{ s. } p$	$125^\circ 30'$	$b^{1/6} b^{1/6} \text{ côté.}$	$107^\circ 5'$
$mg^1$	$134^\circ 30'$	$b^{1/6} b^{1/6} \text{ s. } p$	$112^\circ 53' \quad 113^\circ 8' (G)$	$b^{1/6} b^{1/6} \text{ avant.}$	$108^\circ 32' \quad 108^\circ 29' (G)$
$b^{1/2} m$	$116^\circ 40' \quad 116^\circ 42' (G) 12' (G^1)$	$b^{1/2} b^{1/2} \text{ côté.}$	$142^\circ 40' \quad 142^\circ 44' (G) 11' (G^1)$	$mx$	$115^\circ 38' \quad 115^\circ 57' (G)$
$b^{39/80} m$	$117^\circ 15' \quad 117^\circ 12' (G) 5' (G^1)$	$g^1 b^{1/2}$	$108^\circ 20' \quad 108^\circ 48' (G^1)$	$h^1 x$	$108^\circ 51'$
$b^{1/6} m$	$146^\circ 26' \quad 146^\circ 30' (G)$	$b^{1/2} b^{1/2} \text{ avant.}$	$143^\circ 20' \quad 143^\circ 41' (G^1)$	$b^{39/80} x$	$177^\circ \quad 177^\circ 50' (G)$

Faciès des cristaux. Les cristaux de mésotype des gisements français

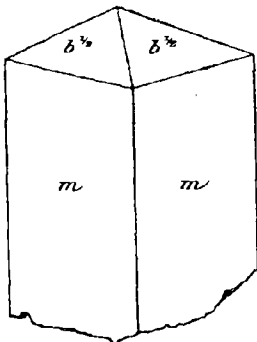


Fig. 1.  
Forme commune de la mésotype d'Auvergne.

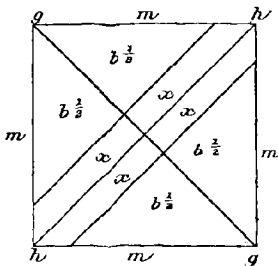


Fig. 2.  
Projection sur  $p$  (001) d'un pointement de mésotype du puy de Marman.

sont toujours allongés suivant l'axe vertical; ils offrent un aspect pseudo-

quadratique (fig. 1 et 2); les faces prismatiques sont souvent ternes et cannelées verticalement. La mésotype d'Auvergne présente fréquemment des pointements dyssymétriques (fig. 9 à 16).

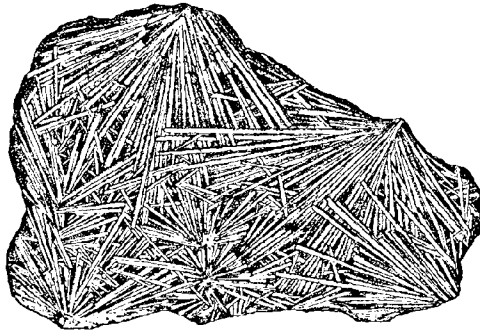


Fig. 3.

Mésotype fibrobaillaire de Parentignat, (Grandeur naturelle.)

Ce minéral a une grande tendance à former des masses bacillaires, fibreuses ou sphérolitiques (fig. 2). Les variétés à apparence compacte sont en réalité finement fibreuses.

*Clivages.* Clivage  $m$  (110) parfait; clivage ou plan de séparation suivant  $g^1$  (010) imparfait. Cassure inégale.

*Dureté.* 5 à 5,5.

*Densité.* 2,2 à 2,25; 2,213 (le Pallet); 2,255 (P. de Marman); 2,27 (Essey-la-Côte).

*Coloration et éclat.* Incolore ou blanc, gris jaunâtre ou rougeâtre. Éclat vitreux. Transparente ou translucide.

*Propriétés optiques.* Plan des axes optiques parallèle à  $g^1$  (010). Bissectrice aiguë, positive ( $n_g$ ), perpendiculaire à  $p$  (001),  $\rho < \nu$ .

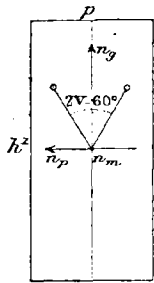


Fig. 4.

Plan des axes optiques parallèle à  $g^1$  (010).

$$n_g = 1,4887 \text{ (rouge) Dx.}$$

$$n_m = 1,4797 \text{ (Puy de Marman).}$$

$$n_p = 1,4768$$

$$n_g - n_p = 0,0119$$

$$\text{d'où } 2V = 59^{\circ}29' \text{ et } 2E = 94^{\circ}27'$$

$$\left. \begin{array}{l} 96^{\circ}28' \text{ rouge} \\ 95^{\circ}51' \text{ bleu} \end{array} \right\} \text{ mesure directe}$$

J'ai constaté que les cristaux du puy de Marman et de Parentignat, malgré leur apparente homogénéité, présentent d'une façon presque

constante des macles en rapport avec leur symétrie pseudo-quadratique. Quand en effet on examine en lumière polarisée parallèle une

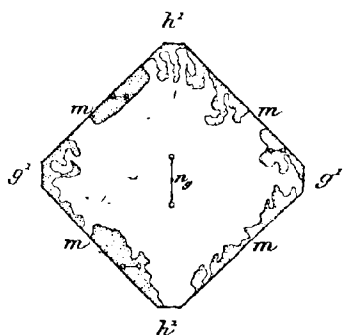


Fig. 5.

Lame  $p$  (001) de mésotype du puy de Marmaa.  
(Lumière polarisée.)

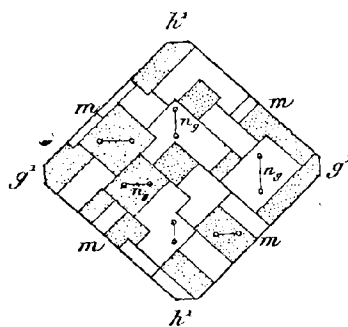


Fig. 6.

Lame  $p$  (001) de la mésotype de Pouzac.  
(Lumière polarisée.)

section parallèle à  $p$  (001), on la croit homogène, mais si on lui superpose un mica quart d'onde, on constate que la bordure de la plaque est criblée de bandes ou de petites plages irrégulières dans lesquelles le plan des axes optiques est situé sensiblement à  $90^\circ$  de celui du reste de la préparation (fig. 5).

La mésotype fibreuse de Pouzac est formée non par un cristal à orientation dominante renfermant des plages irrégulières à orientations différentes, mais par l'enchevêtrement en damier irrégulier d'un grand nombre d'individus offrant des orientations à angle droit (fig. 6). J'ai observé une disposition analogue dans la *galactite* de Bishopton (Écosse). Dans la mésotype de Dellys, le centre des cristaux est homogène, il est entouré par une bande de même diamètre que lui, présentant la structure de la figure 6.

Dans la mésotype fibreuse du puy de la Piquette imprégnant un fragment de lignite, j'ai constaté l'existence d'un cristal unique limpide, entouré par une zone fibreuse dans laquelle les fibres sont assez finement et assez régulièrement entrecroisées pour conduire à l'uniaxie complète (fig. 7).

Ces groupements s'expliquent aisément par une macle suivant  $m$  (110), avec rotation de  $90^\circ$  autour de l'axe vertical, qui est presque un axe pseudoquaternaire. Cette macle a, du reste, été

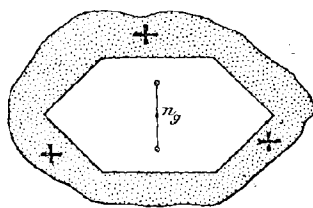


Fig. 7.

Lame  $p$  (001) de la mésotype du puy de la Piquette. (Lumière polarisée.)

signalée dans les cristaux de Marburg, mais avec  $p$  (001) comme plan d'accrolement (Stadtländer, *N. J.* 1885. II. 113). Les gisements qui viennent d'être décrits sont remarquables par la netteté et la constance de ces groupements pseudoquadratiques qui existent également mais moins nets dans l'*edingtonite* d'Écosse. M. O. Nordenskiöld a du reste montré l'isomorphisme de l'*edingtonite* de Suède et de la *mésotype*.

M. Rinne a étudié (*op. cit.*) les variations de propriétés optiques consécutives à la perte d'eau par la chaleur signalée plus loin. En perdant de l'eau, le minéral devient monoclinique (*métanatrolite*). Une section  $p$  (001) n'est plus homogène et se divise en quatre secteurs dans laquelle les axes  $n_p$  des deux secteurs contigus font entre eux un angle d'environ  $15^\circ$ . L'auteur admet que l'axe vertical devient alors l'orthodiagonale du minéral monoclinique. Les faces  $m$  deviennent  $o^1$  (101) et  $a^1$  ( $\bar{1}01$ ) et le cristal est maclé suivant  $h^1$  (100) ou  $p$  (001).

*Composition chimique.* a) Composition correspondant à la formule théorique  $\text{Na}^2 \text{Al}^2 \text{Si}^3 \text{O}^{10} + 2 \text{H}^2 \text{O}$ .

Analyses : b) et c) de la *mésotype* d'Auvergne par J. N. Fuchs (*J. für Ch. u. Ph. Schweigger*, XVIII. 12. 1816).

d) de la *mésotype* du puy de Marman, par M. Gonnard (*B. S. M.* XIV. 169. 1891).

e) de la *mésotype* de la tour de Gevillat, par le même (*id.*).

	a)	b)	c)	d)	e)
Si O <sup>3</sup> . . . . .	47,4	48,17	47,76	48,03	47,88
Al <sup>2</sup> O <sup>3</sup> . . . . .	26,8	36,51	25,88	26,68	26,12
Na <sup>2</sup> O . . . . .	16,3	16,12	16,21	15,61	15,63
Ca O . . . . .	»	0,17	0,13	»	0,45
H <sup>2</sup> O . . . . .	9,5	9,13	9,31	9,62	9,80
	100,0	100,10	99,29	99,94	99,88

M. Damour a montré (*A. P. C.* LIII. 438. 1858) que la *mésotype* pulvérisée ne se déshydrate pas quand elle est placée dans l'air sec, mais à  $240^\circ \text{C}$ . elle perd la presque totalité de son eau en devenant laiteuse et opaque. Par exposition à l'air humide, elle réabsorbe l'eau perdue sans cependant reprendre sa transparence. Cette eau réabsorbée disparaît à environ  $90^\circ \text{C}$ .

*Essais pyrognostiques.* Au chalumeau, fusible à la flamme d'une bougie en un verre incolore. Dans le tube, blanchit et donne de l'eau. Fait gelée avec les acides.

*Diagnostic.* La *mésotype* se distingue aisément des autres zéolites

fibreuses ; de la thomsonite, par sa biréfringence, la position du plan des axes optiques parallèle à l'allongement, sa perle incolore au chalumeau ; de la mésolite et de la scolécite par son système cristallin orthorhombique, le signe positif de son allongement, enfin par sa perle incolore et l'absence d'une quantité notable de chaux. (Voir à *hydronéphérite*.)

### GISEMENTS ET ASSOCIATIONS

Le gisement principal de la mésotype en France est le Plateau Central où elle se trouve dans les roches volcaniques et particulièrement dans les roches basiques. Les gisements situés en dehors de cette région sont peu nombreux et plusieurs d'entre eux demandent une confirmation.

#### 1° Dans les roches volcaniques.

**Languedoc.** — *Hérault*. Je dois à l'obligeance de MM. Delage et de Mourgues la communication d'un fort bel échantillon de mésotype qu'ils ont recueilli dans le basalte de Montferrier près Montpellier. Ce minéral qui tapisse une cavité de la roche forme des houppes fibreuses constituées par de très fines aiguilles d'un blanc jaunâtre de 2<sup>m</sup> de longueur, libres à l'une de leurs extrémités. Elles sont, du reste, peu cohérentes, d'une délicatesse et d'une fragilité extrêmes.

**Plateau Central.** — *Ardèche*. Faujas de Saint-Fond a découvert en 1775 la mésotype fibreuse dans le basalte de Rochemaure (*Rech. sur les volcans éteints du Vivarais et du Velay*, 103 et *Minéralogie des Volcans*, 1784). Le même minéral a été signalé dans le basalte de la source de la rivière de Pourseille, près Montpezat (Delmas, *Descript. géol. de l'Ardèche*, 1872, 38).

Il paraît n'être pas rare d'une façon générale dans les basaltes des Coirons, mais je ne crois pas qu'il y ait été rencontré autrement qu'en masses fibreuses.

*Haute-Loire*. Pascal (*op. cit.*, 392) a indiqué la mésotype dans le trachyte de Gerbison, de Monedeyre où elle est associée à la chabasic, dans les basaltes de l'Aubépin, de Saint-Pierre Eynac, dans les laves de Farges, de Coubon (avec chabasic).

Elle se trouve en sphérolites dans les cavités de la phonolite de la ferme de Jacassy sur le sentier allant du village des Estables au sommet du Mézenc, associée à la néphéline (Bourgeois, *B. S. M.* 16. 1883).

*Cantal.* Je dois à M. Rames l'indication de mésotype en masses bacillaires dans les cavités du basalte de Coissy, près Aurillac, dans les scories rouges du basalte, au-dessus de Lacondamine, près Aurillac et d'une façon générale dans les vacuoles du basalte des plateaux du Cantal : dans cette région, l'aragonite est très abondante et a été souvent prise pour de la mésotype.

*Puy-de-Dôme.* Le Puy-de-Dôme est la région d'Auvergne la plus riche en cristaux de mésotype ; ce minéral a été indiqué pour la première fois par Pasumot à Gergovia (*in* Faujas de Saint-Fond, *op. cit.*). Il a fait depuis lors l'objet de nombreux travaux. M. Gonnard a publié récemment sur ce sujet deux mémoires (*B. S. M.* XIV. 164. 1891 et XV. 221. 1892), dans lesquels il a fait la critique des observations anciennes et y a ajouté les siennes. J'y renvoie pour les gisements douteux et ne m'occuperai que de ceux dont l'existence est certaine.

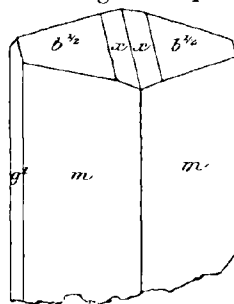


Fig. 8.  
Mésotype du puy de Marman.

Le gisement le plus remarquable pour la beauté des cristaux et par

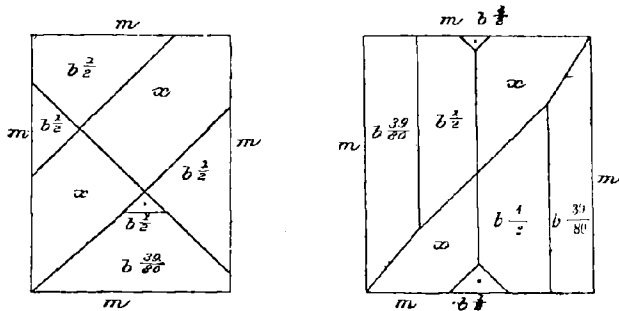


Fig. 9 et 10.  
Projection sur  $p$  (001) de cristaux de mésotype à pointements dyssymétriques du puy de Marman.

leur abondance est celui du puy de Marman, près des Martres de Veyre ; la mésotype s'y rencontre dans les cavités des basaltes ou des pépérites qui les accompagnent. Ces géodes atteignent parfois plusieurs décimètres et les cristaux qui les tapissent plusieurs centimètres. On trouve aussi ce minéral en fines aiguilles ou en masses fibreuses. C'est de ce gisement que proviennent la plupart des échantillons de mésotype d'Auvergne, que possèdent toutes les collections.



Les combinaisons de formes les plus fréquentes sont :  $m$  (110),  $b^{1/2}$  (111);  $mh^1b^{1/2}$ ; plus rarement  $mg^1b^{1/2}x$  (10. 11. 11);  $m h^1b^{1/2}x$ ;

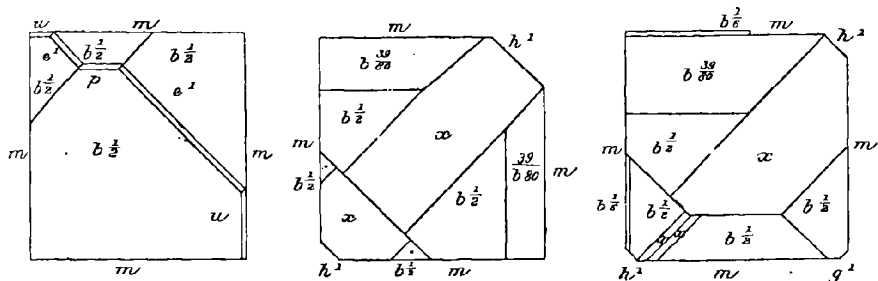


Fig. 11, 12 et 13.

Projection sur  $p$  (001) de cristaux de mésotype du puy de Marman à pointements dyssymétriques.

$mg^1b^{1/6}$  (331)  $b^{1/2}x$ . M. Gonnard a signalé en outre la fréquence d'une forme très voisine de  $b^{1/2}$ ,  $b^{39/90}$  (40. 40. 39); ainsi que la présence de  $p$  (001),  $e^1$  (011) (fig. 15) et de  $u$  (34. 36. 1) (fig. 11) sur quelques cristaux plus ou moins riches en faces.

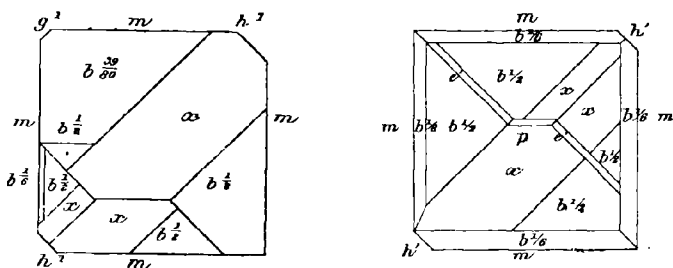


Fig. 14 et 15.

Projection sur  $p$  (001) de cristaux de mésotype du puy de Marman à pointements dyssymétriques.

Les cristaux de mésotype sont loin de présenter un développement régulier de toutes leurs formes, les figures 9 à 16 empruntées au dernier mémoire de M. Gonnard montrent l'irrégularité qui est presque la règle dans leur développement relatif. La mésotype du puy de Marman est parfois recouverte de cristaux d'analcime, de chabasie (phacolite) et de christianite; elle forme rarement des sortes de stalactites autour d'un axe de calcite, ou se trouve en cristaux bipyramidés englobés dans de gros rhomboèdres  $e^1$  de calcite (Gonnard).

De beaux cristaux de mésotype ont été trouvés à la tour de Gevillat, près de Parentignat (ce gisement est quelquefois appelé tour de Bou-

lade); les combinaisons que l'on y observe sont  $m b^{1/2}$ ,  $m h^1 b^{1/2}$ ,  $m g^1 h^1 b^{1/2}$  et plus rarement  $x$  (10. 11. 11) et  $b^{30/50}$ . Ces dernières formes sont moins nettes qu'au Puy de Marman, les masses fibreuses sont fréquentes (fig. 3).

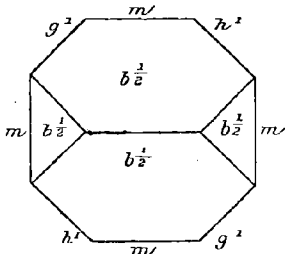


Fig. 16.

Projection sur  $p$  (001) d'un cristal de mésotype de la tour de Gevillat.

Les cristaux de ces deux gisements présentent d'une façon presque constante les macles microscopiques suivant  $m$  (110) (fig. 5).

J'ai trouvé dans la collection du Muséum (*B. S. M.* XVII. 46. 1894) un échantillon de mésotype dont les cristaux peuvent lutter par leur beauté avec ceux des gisements précédents; il est indiqué comme provenant des pépérites du puy de Saint-Sandoux (ou de Barneire).

Au puy de la Piquette, la mésotype forme des houppes de beaux cristaux transparents, atteignant 2<sup>cm</sup>,5; leur forme est  $m$  (110),  $b^{1/2}$  (111). Ils accompagnent l'apophyllite dans les cavités des blocs de calcaire à phryganes, englobés dans les pépérites. Ces minéraux tapissent les cavités des tubes de phryganes.

La mésotype empâte aussi en masses fibreuses d'un blanc de lait des fragments de lignite englobés dans les pépérites: c'est cette mésotype qui présente les phénomènes décrits page 265 (fig. 7).

Le basalte de Buron renferme des nodules fibreux de mésotype sans cristaux nets; il en est de même de ceux de Peyreneyre, près Saint-Amand-Tallende; bien qu'accidentellement, on trouve dans ce dernier gisement de beaux cristaux analogues à ceux du puy de Marman.

Le puy de la Poix, près le puy de Crouël a fourni quelques jolis cristaux de mésotype associés à de la calcite.

La christianite et la chabasie signalées plus haut dans le basalte de Perier, près Issoire, sont parfois accompagnées par de la mésotype fibreuse.

Enfin la mésotype se rencontre encore dans la pépérite de Cournon, du puy de Mur, de Dallet sur les bords de l'Allier, dans le basalte du puy de la Garde, au sud de Saint-Jean-des-Ollières près Billom (*B. S. M.* XIV. 323. 1891). J'y ai signalé dans ce gisement la forme  $m$  (110),  $b^1$  (112). C'est  $b^{1/2}$  (111) qu'il faut lire.

*Saône-et-Loire.* Le basalte du Drevin, près Couches, renferme quelques rares nodules de mésotype blanche fibreuse atteignant la grosseur d'une noix.

**Vosges.** — La néphéline d'Essey-la-Côte paraît être assez riche en mésotype fibreuse; elle y a été signalée par Lebrun (basalte d'Essey-la-Côte, Nancy. 1858). J'ai eu l'occasion d'en examiner quelques échantillons grâce à l'obligeance de M. Vélain.

**Algérie.** — *Alger.* La mésotype a été signalée au cap Djinet près Dellys, par M. Delage (*Le Sahel d'Alger*, thèse); elle y forme des masses fibreuses dans un basalte. J'ai eu de beaux échantillons de ce gisement, grâce à la bienveillance de M. Damour : le minéral est intimement mélangé avec de l'apophyllite : les macles suivant  $m$  (110) y sont fort nettes.

2° *Dans les roches éruptives non volcaniques.*

**Vendée.** — *Loire-Inférieure.* A la limite du département de la Vendée, le gabbro du Pallet renferme une zéolite blanche, en rosettes dont les fibres atteignent un centimètre (échantillons recueillis par M. Baret). Je rapporte cette zéolite à la mésotype. Des essais quantitatifs que je n'ai pu faire seraient cependant nécessaires pour voir si ce minéral n'est pas une hydronéphéline; elle est sodique, mais renferme un peu de chaux; les fibres sont parallèles à un axe optique unique positif ou à une bissectrice aiguë autour de laquelle les axes optiques sont presque réunis.

**Pyrénées.** — *Hautes-Pyrénées.* On a vu tome I que la mésotype est associée à l'hydronéphéline comme produit d'altération de la néphéline et de la sodalite de la syénite néphélinique de Pouzac. Ces deux zéolites forment des masses blanches, grises ou roses, visibles à l'œil nu. Elles sont fibreuses ou compactes. Dans les variétés fibreuses, les macles suivant  $m$  (110) sont remarquablement nettes et s'étendent à toute l'étendue d'un même cristal (fig. 6). Cette mésotype est imprégnée de calcite.

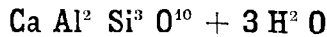
*Gisements douteux.*

**Pyrénées.** — La mésotype a été signalée par M. Frossard au pic du Midi de Bigorre, au lac Bleu (*B. S. M.* VI. 87. 1883); les minéraux de ces gisements que j'ai étudiés sont à rapporter à la laumontite ou à la scolécite.

**Alpes.** — *Massif du mont Blanc (Haute-Savoie).* F. Soret a indiqué

la mésotype en fibres divergentes comme associée à la stilbite du glacier de Miage (*Soc. phys. Genève*. 179. 1821), sur une roche formée de quartz, d'asbeste et de disthène(?). On verra plus loin que ce minéral n'est pas de la mésotype, mais de la scolécite.

### SCOLÉCITE



Monoclinique :  $mm = 91^{\circ}22'$ .

$$b : h = 1000 : 242,765 \quad D = 715,413 \quad d = 698,696$$

$$\text{Angle plan de } p = 91^{\circ}21'18''$$

$$\text{Angle plan de } m = 90^{\circ}48'12''$$

$$\left[ \begin{array}{l} a : b : c = 0,97663 : 1 : 0,33934 \\ \quad \quad \quad zx = 88^{\circ}50' \end{array} \right]$$

Formes observées.  $m$  (110),  $g^1$  (010),  $d^{1/2}$  (111),  $b^{1/2}$  ( $\bar{1}11$ ).

Angles calculés	Angles calculés
$\left[ \begin{array}{ll} * mm & 91^{\circ}22' \\ m g^2 & 134^{\circ}19' \end{array} \right]$	$\left[ \begin{array}{ll} * g^1 d^{1/2} & 107^{\circ}40' \\ * d^{1/2} d^{1/2} \text{ sur } o^1 & 144^{\circ}40' \end{array} \right]$
$\left[ \begin{array}{ll} * m d^{1/2} & 116^{\circ}34' \\ m b^{1/2} & 115^{\circ}14' \\ d^{1/2} b^{1/2} & 143^{\circ}34' \end{array} \right]$	$\left[ \begin{array}{ll} * g^1 b^{1/2} & 107^{\circ}52' \\ b^{1/2} b^{1/2} & 144^{\circ}16' \end{array} \right]$

*Formes et faciès.* Les cristaux de scolécite sont allongés suivant l'axe vertical et striés longitudinalement; leurs formes extérieures sont celles de la mésotype. Ils se présentent le plus souvent en masses fibreuses plus ou moins divergentes.

*Macles.* Macles suivant  $h^1$  (100) fréquentes, se produisant très souvent suivant une surface irrégulière; rarement macles microscopiques suivant  $m$  (110) semblables à celles de la mésotype.

*Clivages.* Clivage  $m$  (110) parfait.

*Dureté.* 5 à 5.5.

*Densité.* 2.16 à 2.4.

*Coloration et éclat.* Incolore, blanche. Transparente ou translucide. Éclat vitreux ou soyeux dans les variétés fibreuses.

M. Luedcke a décrit des scolécites tricliniques (*N. J.* 1881. II. 19), que M. Schmidt (*Z. K.* XI. 595. 1836) regarde comme monocliniques. Dans des sections de la scolécite du glacier de Miage perpendiculaires à l'axe vertical, j'ai observé une division en quatre secteurs

semblables à ceux décrits par les auteurs précédents : ils correspondent à la macle  $h^1(100)$ . Quand on dispose la plaque de façon que ses diagonales soient parallèles aux sections principales des nicols, on n'obtient pas d'extinction comme cela devrait être si le minéral était monoclinique ; il y a égal éclaircissement commun, et il faut tourner de 3 ou 4° à gauche ou à droite de la ligne de macle pour obtenir successivement l'extinction des deux paires de secteurs. Ce fait semble indiquer que le réseau des cristaux étudiés est en réalité triclinique. Ces cristaux sont trop petits pour pouvoir être taillés dans la zone verticale. Dans quelques sections de la scolécite de ce même gisement, j'ai constaté l'existence de plages maclées avec le reste du cristal suivant  $m(110)$  (fig. 1).

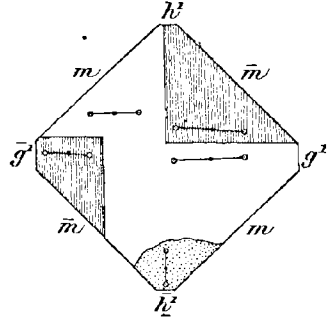


Fig. 1.

Section de scolécite perpendiculaire à l'axe vertical, montrant les macles suivant  $h^1(100)$  et suivant  $m(110)$  (glacier de Miège).

*Propriétés optiques.* Plan des axes optiques parallèle à  $g^1(010)$ . La bissectrice aiguë négative fait dans  $g^1(010)$  un angle de 15 à 16° (fig. 2) dans l'angle obtus de  $ph^1(001)(100)$ .

$$2 \text{ Er.} = 53^{\circ}41' (\text{Dx.});$$

$$n_g = 1,4952 (\text{Schmidt}).$$

*Propriétés électriques.* Les cristaux maclés de scolécite présentent des phénomènes de pyroélectricité très nets. Le pôle positif par échauffement est placé à l'extrémité tenant à la gangue. MM. C. Friedel et de Gramont ont fait voir en outre (*B. S. M.*, VIII. 75. 1885) que la scolécite possède deux axes de pyroélectricité dans  $g^1(010)$  : l'un sensiblement parallèle à l'axe  $c$ , l'autre sensiblement horizontal. Dans la macle, les faces  $h^1$  extérieures deviennent négatives par échauffement, et les faces  $h^1$  intérieures, positives. Quand on opère sur les cristaux maclés, on constate, par suite, que les deux faces  $h^1$  sont négatives et les deux faces  $g^1$  positives par échauffement. Ces savants en ont conclu que la macle avait lieu par rotation suivant l'axe  $c$  et non suivant la normale à  $h^1(100)$ .

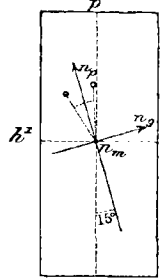


Fig 2.

Plan des axes optiques parallèle à  $g^1(010)$ .

*Composition chimique.* La formule  $\text{Ca Al}^2 \text{Si}^3 \text{O}^{40} + 3 \text{H}^2 \text{O}$  correspond à la composition suivante :

Si O <sup>2</sup> . . . . .	45,9
Al <sup>2</sup> O <sup>3</sup> . . . . .	26,0
Ca O . . . . .	14,3
H <sup>2</sup> O . . . . .	13,8
	<hr/>
	100,0

Le calcium peut être partiellement remplacé par du sodium (voir page 278).

D'après M. Damour (*op. cit.*), la scolécite ne perd son eau qu'au delà de 100°; à 300°, il y a une perte de 5 %, qui est réparée par exposition du minéral à l'air humide. La perte est de 12 % au rouge sombre et de 13 % au rouge vif.

*Essais pyrognostiques.* Au chalumeau, blanchit, gonfle et fond facilement en un verre blanc bulleux à peine translucide. Décomposée par l'acide chlorhydrique en faisant gelée.

*Diagnostic.* A l'œil nu, la scolécite fibreuse ne se distingue pas de la mésotype; la constatation de la chaux en quantité notable d'une part, l'allongement négatif et l'extinction oblique des sections de la zone prismatique de l'autre permettent aisément de différencier ces deux minéraux. Les propriétés optiques de la mésolite données plus loin et celles de la thomsonite exposées plus haut sont distinctives de la scolécite.

### GISEMENTS ET ASSOCIATIONS

Je n'ai à signaler la scolécite que dans les gisements suivants :

#### 1° Dans les roches volcaniques.

**Plateau Central.** — *Puy-de-Dôme.* L'existence de la scolécite en Auvergne a été admise (Dufrenoy, *Minéralogie*; Delafosse, *Minéralogie*, III. 334. 1862) sur la foi de l'analyse suivante de Guillemin (*A. M.* XII. 390. 1826).

Si O <sup>2</sup> . . . . .	49,0
Al <sup>2</sup> O <sup>3</sup> . . . . .	26,5
Ca O . . . . .	15,3
H <sup>2</sup> O . . . . .	9,0
	<hr/>
	99,8

Or cet auteur fait suivre son analyse de la phrase suivante : « La recherche de la soude est très facile, ce minéral étant entièrement

soluble dans l'acide. Les nombres ci-dessus rentrent dans la formule  $\text{Na Si}^2 + 2 \text{Al Si} + 4 \text{Aq}$  assignée à la mésotype d'Auvergne ».

Il considère du reste le minéral analysé comme de la mésotype.

Il me paraît évident que c'est par une erreur de transcription que chaux a été mis à la place de soude. En comparant l'analyse ainsi modifiée avec celles de la mésotype de Marman données page 266, il ne reste aucun doute au sujet de l'exactitude de cette interprétation.

Les recherches faites par M. Gonnard (*B. S. M.* XIV, 165, 1891) pour trouver la scolécite dans les natrolites fibreuses d'Auvergne sont restées sans résultat : tous les échantillons qu'il a étudiés étaient constitués par de la mésotype. Toutefois c'est, selon toute vraisemblance, à la scolécite sodique qu'il y a lieu de rapporter une zéolite fibreuse blanche que m'a communiquée ce savant. Elle tapisse en rosettes blanches les fentes du basalte de Gergovia, près du domaine de Prat (du côté de Sarliève); ses fibres sont négatives suivant leur allongement et renferment à la fois de la chaux et de la soude.

La zone périphérique de la *gonnardite* de Gignat est formée par des fibres très minces négatives d'une zéolite qui est sans doute de la scolécite : elle paraît d'origine secondaire.

*2° Dans les fentes des roches éruptives anciennes  
et des schistes cristallins.*

**Alpes.** — *Massif du mont Blanc Haute-Savoie.* Le minéral du glacier de Miage indiqué par Soret comme mésotype est en réalité constitué par une scolécite sodique en petits cristaux nets implantés dans les cavités de la stilbite et de la heulandite qui remplissent les fentes d'une granulite. Ces cristaux sont toujours maclés suivant  $h^1(100)$ . Ils présentent les formes  $m(110)$ ,  $h^1(100)$ ,  $g^1(010)$ ,  $d^{1/2}(111)$ ,  $b^{1/2}(\bar{1}11)$ . Leurs propriétés optiques ont été données plus haut.

*3° Dans les fentes des roches sédimentaires métamorphosées  
au contact des roches éruptives.*

**Pyénées.** — *Hautes-Pyrénées.* Les fentes des calcaires paléozoïques (métamorphosés par la granulite) qui avoisinent l'observatoire du pic du Midi de Bigorre sont rarement tapissées par de larges rosettes d'un blanc de lait formées par des aiguilles de scolécite longues de 2 centimètres. Les essais microchimiques y décèlent de la chaux et de la soude. Au microscope, j'ai pu constater la macle et les propriétés

optiques de la scolécite. Les fibres sont en partie transformées en produits monoréfringents et imprégnées de calcite : c'est cette zéolite que M. Frossard a indiquée comme mésotype (*B. S. M.* VI. 87. 1883).

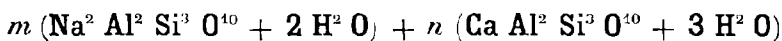
*Ariège.* J'ai recueilli de larges rosettes de scolécite d'un blanc nacré, seules ou associées à de la chabasia, dans les fentes des calcaires paléozoïques de la vallée de Balbonne (en amont de l'étang) en Mijanès, à leur contact avec le granite.

Les fentes des calcaires et marnes calcaires liasiques métamorphisées par la lherzolite renferment de nombreuses zéolites. Au bois du Fajou en Causou et à l'Escourgeat dans la vallée de Suc, les surfaces tapissées de chabasia sont souvent recouvertes par des globules de la grosseur d'un pois formés par des aiguilles entrelacées d'une scolécite assez riche en soude.

#### *Gisement douteux.*

**Pyénées.** — *Hautes-Pyrénées.* M. Frossard a rapporté à la scolécite (*B. S. M.* VI. 87. 1883) une zéolite en masse compacte d'un blanc rosé provenant de la syénite néphélinique de Pouzac. Je n'ai pas trouvé cette espèce dans l'étude que j'ai faite de cette roche intéressante (*B. S. G.* XIII. 511. 1890); les échantillons que je dois à l'obligeance de M. Frossard sont constitués par de la mésotype (voir p. 271) imprégnée de calcite.

#### MÉSOLITE



Triclinique.

*Formes et faciès.* Les cristaux toujours groupés intimement possèdent des formes très voisines de celles de la scolécite.

Le minéral ne se présente que rarement avec des pointements distincts; le plus généralement, il ne se trouve qu'en masses divergentes finement fibreuses.

M. Gentil a mesuré sur un cristal d'Algérie :

$$m \bar{m} 91^{\circ}22'; \quad m b^4 115^{\circ}28'.$$

*Macles.* Macle microscopique suivant  $h^4 (100)$ , constante. Elle ne peut être décelée que par l'étude optique.

*Clivages.* Clivages  $m (\bar{1}\bar{1}0)$ ,  $t (110)$  parfaits. Les cristaux sont fragiles. Les masses fibreuses le sont moins.



*Dureté.* 5.

*Densité.* 2,2 à 2,4; 2,276 Dellys (Gentil).

*Coloration et éclat.* Incolore, blanche, grise ou jaunâtre; les fibres très serrées sont d'un blanc de porcelaine.

Éclat vitreux dans les cristaux. Transparente ou translucide.

*Propriétés optiques.* M. des Cloizeaux a montré, par l'étude des propriétés optiques, que le minéral est triclinique (*op. cit.* I. 389); les sections perpendiculaires à l'axe vertical des cristaux qu'il a étudiés se montrent formés par 2 ou 4 secteurs. Dans le cas de deux secteurs triangulaires, leur extinction se fait à 20° ou 24° l'un de l'autre. Dans le cas de quatre secteurs, l'extinction des secteurs opposés est la même : l'extinction de l'une des séries de secteurs se produit à 11° ou 15° de celle de l'autre. Dans les faces de la zone verticale, on voit parfois deux bandes dont l'extinction diffère de 5° à 6° l'une de l'autre.

J'ai pu compléter l'étude des propriétés optiques de ce minéral, grâce aux cristaux des Féroë et d'Islande que M. des Cloizeaux a bien voulu me donner ou que j'ai trouvés dans la collection du Muséum, ainsi qu'aux cristaux d'un nouveau gisement d'Algérie, que m'a remis M. Gentil.

L'examen des sections perpendiculaires à l'axe vertical de tous ces cristaux montre les secteurs signalés par M. des Cloizeaux; ils sont identiques à ceux de la macle de la scolécite décrite page 273, mais les diagonales de la section ne correspondent plus, comme dans ce minéral, à des directions d'éclairement commun. Tandis qu'une des paires de secteurs est presque éteinte quand les diagonales de la section sont mises en coïncidence avec les sections principales des nicols, l'autre paire ne s'éteint qu'à 15° ou 18° de cette direction. Dans les lames très minces, les secteurs présentent des bandelettes très fondues rappelant celles des macles de certains microclines.

L'examen en lumière convergente montre que la section est presque parallèle au plan des axes optiques.

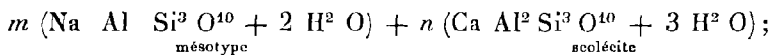
A travers une face prismatique, on voit, en lumière convergente, un axe centré : l'hyperbole est bordée d'un côté par du bleu foncé et de l'autre par du jaune bronzé. Ce sont ces couleurs que l'on observe en lumière parallèle : elles rappellent les teintes de polarisation des penines et de l'apophyllite. La bissectrice aiguë est *positive* ( $n_g$ ) et sensiblement perpendiculaire à  $h^1$  (100). L'écartement des axes est grand et difficile à mesurer exactement, à cause des superpositions dues aux macles. La dispersion  $\rho > \nu$  est très forte. L'extinction des sections

perpendiculaires aux deux bissectrices se fait à 5° ou 6° de l'axe vertical.

On voit par ces propriétés que la mésolite se sépare nettement de toutes les autres natrolites. L'allongement est tantôt positif, tantôt négatif. La biréfringence est plus de la moitié moindre que celle de la scolécite, et l'on s'explique dès lors pourquoi les mésolites fibreuses taillées parallèlement à leurs fibres dans la zone d'allongement sont parfois presque monoréfringentes en lames très minces.

M. Luedecke admet (*N. J.* II. 28. 1881 et *Zeitsch. Nat. Halle.* LXIII. 42. 1890) l'existence de trois mésolites, l'une orthorhombique et pauvre en chaux (*galactite* de Bishopton), une autre monoclinique comprenant la plupart des mésolites (Islande, etc.), une troisième enfin, triclinique, uniquement représentée par les cristaux décrits par M. des Cloizeaux (*op. cit.*, I. 389), tandis que M. Schmidt, au contraire, considère toutes les mésolites comme monocliniques. Les données nouvelles que je viens d'exposer ne laissent plus aucun doute de l'identité absolue de la galactite et de la mésotype (page 265) déjà montrée par M. des Cloizeaux; elles permettent d'affirmer l'existence d'une *mésolite triclinique*, qui, bien loin d'être rare et limitée au cristal décrit par M. des Cloizeaux, est, au contraire, très abondante dans les collections (Islande, Féroë, Algérie, etc.) : je propose de réserver le nom de *mésolite* aux cristaux possédant les propriétés que je viens d'établir et de ranger avec les scolécites toutes les natrolites calcosodiques dans lesquelles la bissectrice aiguë est négative et voisine de l'axe vertical. C'est un de ces derniers minéraux dont M. des Cloizeaux a donné l'écartement des axes dans son article *mésolite* (*op. cit.*, 390).

*Composition chimique.* La mésolite peut être considérée comme un mélange de



$m$  et  $n$  sont variables dans les divers échantillons étudiés. Le plus souvent  $m : n = 1 : 2$  et l'on a alors la composition suivante :

Si O <sup>2</sup> .....	46,4
Al <sup>2</sup> O <sup>3</sup> .....	26,3
Na <sup>2</sup> O.....	5,3
Ca O.....	9,6
H O.....	12,4
	100,0

*Essais pyrognostiques.* Donne de l'eau dans le matras. Au chalumeau,

se gonfle, se tord et fond facilement en un émail blanc. Décomposée par l'acide chlorhydrique en faisant gelée.

*Diagnostic.* La mésolite se distingue de la mésotype et de la scolécite par les propriétés optiques qui ont été exposées plus haut.

### GISEMENTS ET ASSOCIATIONS

Je n'ai à signaler la mésolite que dans les deux gisements français suivants :

#### *Dans les roches volcaniques.*

**Algérie.** — *Alger.* M. Gentil m'a remis un très joli échantillon de mésolite en houppes formées par de longues aiguilles (2<sup>cm</sup> de longueur) terminées par une pyramide surbaissée. Ce minéral a été recueilli dans une cavité de l'andésite de la rivière de Takdempt près Dellys.

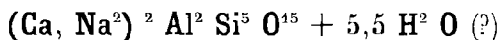
M. Damour m'a communiqué un minéral provenant des basaltes de Dellys et formant des masses blanches divergentes très finement fibreuses, rappelant un peu l'okenite. L'extrémité des fibres est souvent translucide et possède alors un vif éclat vitreux. Elles ne présentent pas de sommets distincts, car l'intérieur des géodes de plusieurs centimètres de diamètre qu'elles tapissent est rempli par de l'apophyllite.

L'examen microscopique montre que cette zéolite, malgré les réactions de la chaux et de la soude qu'elle fournit, n'est pas de la mésolite, mais de la mésotype normale imprégnée d'apophyllite. Les macles suivant *m* (110) y sont très distinctes.

**Martinique.** — Les tufs basiques de la Martinique renferment parfois de belles géodes tapissées d'aiguilles capillaires enchevêtrées de mésolite.

---

### GONNARDITE



Orthorhombique (?).

*Facies.* La gonnardite forme des mamelons blancs à structure fibreuse rappelant l'aspect du *mésole*.

*Dureté.* 4,5 à 5.

*Densité.* 2,246 à 2,26 ; 2,357 (Gonnard). Ces variations sont dues aux mélanges dont il est question plus loin.

*Coloration et éclat.* Blanche. On voit souvent, à l'œil nu, des zones d'accroissement plus ou moins blanches. Éclat soyeux; translucide, transparente en lames minces.

*Propriétés optiques.* Plan des axes optiques parallèle à l'allongement; bissectrice aiguë positive ( $n_g$ ) parallèle aux fibres. L'écartement des axes est extrêmement faible; le minéral paraît souvent uniaxe.

*Groupements avec d'autres minéraux. Altérations.* — La gonnardite est rarement absolument pure. Le plus souvent, quand on examine même à l'œil nu une lame mince du minéral, on constate que le centre des sphérolites est limpide, alors qu'à l'extérieur se trouvent une ou plusieurs zones blanches diffusant la lumière. L'examen microscopique fait voir que ces zones blanches sont formées par des fibres entrelacées, terminant sans solution de continuité celles de la gonnardite, mais elles sont d'allongement négatif, et leur contact avec la gonnardite se fait par une zone monoréfringente par compensation. Il me paraît probable que ce minéral d'allongement négatif est un produit d'altération de la gonnardite à rapporter peut-être à la scolécite (?), les images en lumière convergente sont trop mauvaises pour qu'il soit possible d'être très affirmatif à cet égard. Il y a lieu de remarquer qu'il n'existe jamais de mélange, fibres à fibres, de ce minéral et de la gonnardite. Ces associations par zones alternatives, positives et négatives rappellent celles du quartz et de la calcédoine.

Enfin plus rarement, cette zone d'altération est remplacée par une bande à la fois fibreuse et zonée de thomsonite (mésolite) limpide.

*Composition chimique.* La formule  $(Ca, Na^2)Al^2Si^5O^{15} + 5,5 H^2O$  [dans le cas où  $CaO : Na^2O = 5 : 3$ ] correspondant à la composition donnée en *a*) a été déduite de l'analyse *b*); peut-être celle-ci ne représente-t-elle pas exactement la composition du minéral, les mamelons de gonnardite étant, comme on vient de le voir, souvent cerclés de scolécite et de thomsonite et le produit analysé n'ayant pas été examiné optiquement.

*b*) Analyse du minéral de Gignat, par Pisani (*in* Gonnard, *op. cit.*, 75).

	<i>a</i> )	<i>b</i> )
Si O <sup>2</sup> .....	41,7	42,30
Al <sup>2</sup> O <sup>3</sup> .....	28,4	28,10
Ca O.....	9,7	10,00
Na <sup>2</sup> O.....	6,3	6,70
K <sup>2</sup> O.....	»	traces
H <sup>2</sup> O.....	13,9	14,10
	<hr/> 100,0	<hr/> 101,20

*Essais pyrognostiques.* Comme la mésolite et la thomsonite.

*Diagnostic.* La gonnardite se distingue de la thomsonite (*mésote*) par sa biréfringence beaucoup plus faible, la position de sa bissectrice parallèle aux fibres ; de la mésotype, par sa composition chimique et sa biréfringence plus faible ; de la mésolite, par la position du plan des axes optiques, la biréfringence plus grande, enfin de la stilbite fibreuse (*puflerite*), par le signe de ses fibrés et de sa bissectrice.

### GISEMENTS ET ASSOCIATIONS

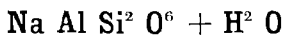
Les propriétés optiques qui ont été données plus haut, ainsi que la composition chimique, permettent d'affirmer que le minéral qui nous occupe ici est bien distinct de toutes les zéolites connues. Je propose de le nommer *gonnardite*, en l'honneur de mon ami M. Gonnard, le savant auquel l'Auvergne doit la découverte d'un grand nombre de ses richesses minéralogiques et qui a le premier appelé l'attention sur le remarquable gisement de Gignat, d'où provient la gonnardite.

**Plateau Central.** — *Puy-de-Dôme.* M. Gonnard a décrit, sous le nom de « *mésote* », le minéral assez abondant à Gignat (Chaux de Bergone, plateau dominant la vallée d'Issoire) (*Soc. agricult. et hist. nat. de Lyon.* 1871 et *C. R.* LXXIII. 1447. 1871) que j'appelle gonnardite.

Cette substance, en mamelons blancs fibreux de la grosseur d'un pois, y tapisse les nombreuses vacuoles de la partie inférieure d'une coulée de basalte doléritique. Elle est recouverte par des cristaux de christianite, de chabasie, d'aragonite, etc., et présente en outre les propriétés et particularités décrites plus haut.

J'ai retrouvé le même minéral dans les échantillons du basalte doléritique du puy de Chalus près Cournon, que m'a envoyés M. Bouhard ; la zone extérieure de signe négatif est plus large que dans le minéral de Gignat. Les roches de ces deux gisements sont, du reste, identiques.

### ANALCIME



Pseudocubique, pseudoquadratique, probablement triclinique.

*Formes observées.*  $p$  (001),  $a^2$  (211),  $a^{2/3}$  (332),

$p a^{2/3}$  adj.,  $129^\circ 46'$ ,  $p a^{2/3}$  opp.,  $115^\circ 14'$ .

*Facies des cristaux.* La forme la plus habituelle est le trapézoèdre régulier (fig. 1). Parfois le cube domine (fig. 2) et les facettes du trapézoèdre sont alors réduites à de petites facettes sur les angles du cube.

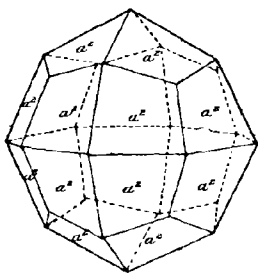


Fig. 1.  
Forme commune de l'analcime.

Les cristaux des gisements décrits plus loin sont quelquefois implantés sur leur gangue, de telle sorte que quelques-unes seulement de leurs faces sont visibles et développées d'une façon anormale.

*Clivages.* Traces de clivage suivant  $p$  (001).

*Dureté.* 5 à 5,5.

*Densité.* 2,22 à 2,278; 2,24 Delys (M. Gentil), 2,264 (Réunion).

*Coloration.* Incolore, blanche, jaune, rose. Les cristaux de Cambo sont parfois superficiellement colorés en jaune foncé et irisés. Éclat vitreux. Transparente ou translucide.

*Propriétés optiques.* L'analcime est un des minéraux pseudocubiques dont les propriétés optiques ont donné lieu aux plus vives discussions. M. Ben Saude les explique par des décroissements de densité dans des pyramides élémentaires formant le cristal et ayant leur sommet au centre de celui-ci et pour bases les faces extérieures.

Mallard a expliqué ces propriétés en admettant que le minéral est formé par le groupement à angle droit de trois cristaux pseudoquadratiques, chacun d'eux étant en réalité formé par deux individus orthorhombiques dont les axes  $a$  et  $b$  sont égaux. Les vingt-quatre cristaux orthorhombiques qui constituent un cristal d'analcime correspondent aux vingt-quatre faces d'un hexatétraèdre : il est probable que le réseau élémentaire n'est pas orthorhombique, mais triclinique (Brögger).

Je renvoie pour plus de détails aux mémoires des auteurs précités et à celui de M. Brauns, les cristaux des gisements français ne permettant d'apporter aucun jour sur la question : j'ai pu seulement obtenir, sur un cristal de Cambo, une plaque parallèle à une face cubique, et voisine de la surface du cristal : elle se divise en quatre secteurs sensiblement perpendiculaires à une bissectrice aiguë *négative* avec axes optiques presque réunis.

M. Rinne a montré (*op. cit.*) que la chaleur, en déshydratant l'analcime, la transforme en une leucite sodique plus biréfringente que le

minéral hydraté. Celle-ci est triclinique; la bissectrice négative est inclinée de 4° sur l'axe pseudoquaternaire.

M. G. Friedel, qui a obtenu des résultats analogues sur la déshydratation de l'analcime (*B. S. M.* XIX. 14. 1896), a fait voir que, contrairement à l'opinion émise par M. Klein, l'analcime ne devient pas isotrope quand on la chauffe dans la vapeur d'eau : d'après lui, elle est peut-être réellement cubique après chauffage au-dessus du rouge.

La biréfringence est très faible et voisine de 0,001<sup>1</sup>.

*Composition chimique.* a) Composition théorique correspondant à la formule  $\text{Na Al Si}^2 \text{O}^6 + \text{H}^2 \text{O}$  ;

b) Analyse de l'analcime de Cambo (Lx).

	a)	b)
Si O <sup>2</sup> . . . . .	54,5	54,39
Al <sup>2</sup> O <sup>2</sup> . . . . .	23,2	22,97
Na <sup>2</sup> O . . . . .	14,1	13,89
H <sup>2</sup> O . . . . .	8,2	8,78
	<hr/>	<hr/>
	100,0	100,03

*Essais pyrognostiques.* Donne de l'eau dans le tube. Au chalumeau, fond en un verre incolore. Attaquable par les acides en faisant gelée.

*Altérations.* L'analcime se transforme rarement en albite et en prehnite.

*Diagnostic.* La forme de l'analcime est très caractéristique; le diagnostic différentiel d'avec la leucite qui présente les mêmes formes réside dans l'existence de l'eau et de la soude dans l'analcime, alors que la leucite est anhydre et potassique.

## GISEMENTS ET ASSOCIATIONS

L'analcime est une zéolite relativement peu abondante dans les gise-

1. M. Brögger, en démontrant l'identité de l'eudnophite et de l'analcime (*Z. K.* XVI, 569, note, 1890), considère la biréfringence de ce minéral comme égale à celle du labrador et contredit formellement l'opinion que j'ai formulée (*B. S. M.* VIII. 359. 1885) en disant que la biréfringence de cette substance est très faible. L'examen nouveau que j'ai fait de mes échantillons me permet de maintenir complètement le résultat de mes anciennes observations. Les échantillons que j'ai étudiés sont ceux qui ont été antérieurement décrits par M. des Cloizeaux, ainsi que de beaux cristaux d'analcime du Langesundfjörd provenant de la collection du Muséum.

ments français. On l'y rencontre exclusivement dans les deux conditions suivantes :

1° Dans les roches éruptives d'épanchement et dans leurs tufs ;

2° Dans les fentes des schistes cristallins.

1° *Dans les roches éruptives d'épanchement  
et dans leurs tufs.*

a) *Dans les roches basaltiques et dans leurs tufs.*

**Plateau Central.** — *Haute-Loire.* L. Pascal (*op. cit.*) a cité l'analcime dans le basalte de Queyrières.

*Puy-de-Dôme.* L'analcime se rencontre soit dans les tufs basaltiques (pépérites), soit dans les basaltes compacts.

a) *Dans les pépérites.* Elle a été signalée pour la première fois par Kleinschrod (*Zeitschr. Hertha*, XIV. 22. 1828), dans la pépérite bitumineuse de Pont du Château. M. Gonnard a indiqué (*B. S. M. X.* 296. 1887), le même minéral dans les pépérites du Puy de la Piquette (revers regardant le village du Crest); les vacuoles et les fissures de la roche sont criblées de petits trapézoèdres translucides souvent accompagnés de mésotype. Il est à remarquer que tandis que dans ce gisement, l'apophyllite en beaux cristaux se rencontre dans les blocs de calcaire à phrygane englobés dans les pépérites et n'existe pas dans les pépérites elles-mêmes; le phénomène inverse a lieu pour l'analcime.

Le même auteur a trouvé récemment l'analcime en petits cristaux limpides associés à de la mésotype ou à de la calcite dans les pépérites vacuolaires du puy de Chalus près Cournon.

J'ai observé de petits trapézoèdres incolores d'analcime accompagnant des cristaux de quartz et de l'opale dans des pépérites imprégnées de bitume, recueillies par M. Gautier au puy Long; ils existent aussi dans celles du puy de Saint-Sandoux (ou de Barneire) près Clermont, où ils accompagnent la mésotype.

b) *Dans les basaltes.* On rencontre l'analcime dans le basalte du puy de Marman en petits trapézoèdres hyalins et incolores ou d'un blanc laiteux recouvrant directement les cavités de la roche. Elle est souvent elle-même enveloppée par de la calcite de formation plus récente. Elle ne paraît pas se trouver dans les mêmes druses que la mésotype qui a rendu célèbre ce gisement. L'analcime existe aussi dans le basalte de Parentignat, sous la tour de Gévillat (rive droite de l'Allier), à Gergovia (carrière à l'entrée du village de Merdogne) (M. Gonnard).



**Algérie.** — *Alger.* L'alcime se trouve en gros trapézoèdres  $a^2$  (211) atteignant 1<sup>cm</sup> de diamètre et en masses dépourvues de formes géométriques, au cap Bengut, près Dellys. M. Gentil l'y a rencontrée intimement associée à la thomsonite au milieu d'une labradorite très altérée.

**Réunion.** — L'alcime n'est pas rare dans les basaltes vacuolaires de la Réunion. Ses cristaux sont parfois parfaitement limpides et dépassent un centimètre de diamètre; ils se rencontrent notamment avec chabasie au cirque de Salazie. La forme dominante est le trapézoèdre régulier  $a^2$  (211) avec ou sans  $p$  (100). J'ai observé plus rarement le cube dominant avec de petits pointements  $a^2$  (fig. 2).

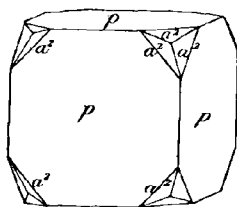


Fig. 2.

Analcime de la Réunion.

**Iles Kerguelen.** — L'alcime est abondante dans les cavités des basaltes doléritiques plus ou moins altérés des Iles Kerguelen (Buchanan : *Proceed. Roy. Soc.* XXIV. 617. 1876; J. Roth : *Ber. Verhandl. k. preuss. Akad. Berlin.* LX. 723. 1875) et particulièrement dans ceux de Greenland Harbour, de Sonntagshafen et de Palliserhafen.

M. Laspeyres a décrit (*Z. K. I.* 204. 1877) des cristaux d'alcime de 1<sup>cm</sup> provenant des Iles Kerguelen, sans gisement précis : ils présentent la forme des trapézoèdres  $a^2$  (211) accompagnés de  $a^{2/3}$  (332); cette dernière forme est limitée à de très petites facettes.

b) *Dans les roches trachytoides (andésites acides, trachytes et phonolites).*

**Pyrénées.** — *Basses-Pyrénées.* L'andésite que l'on trouve près du village d'Arudy, sur la route de Saint-Christau renferme des trapézoèdres d'alcime très nets ayant 5 à 6<sup>mm</sup> de diamètre; ils sont en général transformés en albite et en prehnite. Les échantillons que j'ai étudiés ont été recueillis par M. de Limur : ils sont d'un blanc jaunâtre et opaques; leur véritable nature est facile à déceler au microscope. La structure de ces pseudomorphoses est fort curieuse : l'albite forme, avec la prehnite qui l'enveloppe, une véritable *structure ophitique*. M. Kühn (*Zeitschr. d. d. geol. Gesellsch.* XXX. 396. 1881) avait déjà cité ce gisement; il signale le même fait dans les diabases de la butte d'Ogeu et de Bélair.

**Plateau Central.** — *Cantal.* L'alcime se trouve en trapézoèdres

$a^2$  (211) translucides, de 5<sup>mm</sup> de diamètre, dans les phonolites du puy Griou et dans ses enclaves amphiboliques (*B. S. M.* XIV. 324. 1894).

M. Rames me l'a indiquée en trapézoèdres incolores dans les cavités d'un trachyte que l'on rencontre sur la route de Murat aux Chazes, après avoir passé le pont de Peyretailade.

*Puy-de-Dôme.* Constant Prévot a signalé de petits cristaux d'analcime dans la phénolite de la Roche Tuilière au Mont-Dore (*B. S. G.* IV, 49, 1833).

*Constantine.* De petits trapézoèdres d'analcime se trouvent dans les druses de l'andésite quartzifère de Bou Serdoun, près Collo, qui renferment l'apophyllite (Gentil, *B. S. M.* XVII. 85. 1894<sup>1</sup>).

**Madagascar.** — J'ai observé de très petits, mais très limpides trapézoèdres d'analcime dans les druses d'une phonolite néphélinique recueillie entre la baie de Diégo Suarez et celle du Courrier.

c) *Dans les fentes des microgranulites.*

**Esterel.** — *Var.* De petits cristaux limpides  $a^2$  (211) d'analcime ont été signalés par M. Gonnard (*B. S. M.* XV. 231. 1892) dans les fentes de la microgranulite à amphibole (porphyre bleu de Saint-Raphaël) d'Agay.

M. Nentien m'a communiqué une géode d'une enclave granitoïde (anorthite et hornblende) de cette même roche recueillie dans la carrière du Dramont (voir à *andésine*). Elle contient avec des cristaux de stilbite, de laumonite et d'épidote de jolis trapézoèdres d'analcime.

2° *Dans les fentes des schistes cristallins.*

**Pyénées.** — *Basses-Pyrénées.* J'ai rencontré de beaux cristaux d'analcime dans les fissures des gneiss du tunnel de Cambo; c'est la zéolite qui y est la moins fréquente; elle est presque toujours associée à la heulandite, à la chabasie, à la calcite et à la pyrite. La seule forme observée est le trapézoèdre  $a^2$  (211). Les petits cristaux de 1 à 2<sup>mm</sup> de diamètre sont parfaitement translucides et complets.

1. Dans cette note M. Gentil a décrit, en outre, des cristaux de *datholite* provenant des mêmes roches. C'est un gisement à ajouter à ceux que j'ai donnés à la page 77 du tome I. Ces cristaux qui seront étudiés avec plus de détails dans mon premier supplément présentent les faces  $h^1$  (100),  $h^2$  (210),  $p$  (001),  $e^1$  (011),  $\gamma = (d^1)^{1/2} d^1 / \epsilon^1 h^1$  (421),  $\epsilon = (b^1 b^{1/3} h^1) (\bar{2}11)$ .



carrière de l'Étang, près Saint-Nazaire et sur celle de Cambo (Lx.).

		Angles				Angles	
		calculés	mesurés			calculés	mesurés
[	$m m$	136° 4'	135°54'	136° Lx	L <sub>o</sub> <sup>4</sup> a <sup>1</sup> sur h <sup>1</sup>	129°40'	129°38' Lx
	$*m g^1$	111°58'	111°40'	58' Lx		$p m$ ant.	91°19'
[	$*p o^1$	116°20'	116°28'	24' Lx	$m o^1$ adj.	147°16'	147°25' 10' Lx
	$*p a^1$	114° 0'	114°53'	10' Lx	$m a^1$ adj.	142°53'	146°50' Lx

*Facies des cristaux.* Les cristaux de heulandite sont peu variés de forme. Ils peuvent être rapportés à deux types. Dans le premier, les cristaux sont plus ou moins aplatis suivant le clivage nacré  $g^1$  (010) (fig. 2); ils présentent les faces  $g^1$  (010),  $p$  (001),  $o^1$  (101),  $a^1$  ( $\bar{1}01$ ). Les faces  $m$  (110), presque toujours présentes, sont peu développées. Quelques cristaux sont allongés suivant une arête  $o^1 a^1$  (101) ( $\bar{1}01$ ) (fig. 5). La face  $o^1$  est généralement plus développée que  $p$  et  $a^1$  ( $\bar{1}01$ ) (fig. 4 et 5).

Dans le second type, les faces  $m$  (110),  $o^1$  (101) et  $a^1$  ( $\bar{1}01$ ) sont à peu près également développées. Les cristaux sont peu aplatis et ressemblent à des prismes quadratiques (*beaumontite*) (fig. 3).

*Clivages.* Clivage  $g^1$  (010) parfait.

*Dureté.* 3,5 à 4. Fragile.

*Densité.* 2,18 à 2,26. 2,25 (Cambo).

*Coloration et éclat.* Blanche, jaunâtre ou jaune, quelquefois rouge (inclusions ferrugineuses). Poussière blanche. Éclat vitreux, nacré suivant  $g^1$  (010). Transparente ou translucide.

*Propriétés optiques.* Plan des axes optiques perpendiculaires à  $g^1$  (010), le plus souvent presque parallèle à  $p$  (001), mais quelquefois presque perpendiculaire à cette face. La bissectrice aiguë *positive* ( $n_g$ ) est perpendiculaire à  $g^1$  (010). L'écartement des axes est très variable dans l'étendue d'une même plage,  $2E = 0^\circ$  à  $92^\circ$ . La valeur la plus habituelle est voisine de  $52^\circ$ . Dispersion faible,  $\rho < \nu$  quand le plan des axes est parallèle à  $p$  (001),  $\rho > \nu$  quand il est perpendiculaire à cette face (Dx.). Dispersion *croisée* très nette. Le plan des axes pour le rouge et le plan des axes pour le bleu sont inclinés l'un sur l'autre de  $7^\circ$  à  $12^\circ$ .

M. des Cloizeaux a montré (*op. cit.*, 426) qu'en chauffant une lame de heulandite vers  $100^\circ$ , on voit l'écartement des axes rouges diminuer, devenir nul; les axes pour le bleu s'ouvrent ensuite dans un plan perpendiculaire à celui qui contenait précédemment les axes pour le rouge; puis, à mesure que la température s'élève, les uns et les autres s'écartent de

plus en plus de ce plan. Mallard a fait voir (*B. S. M. V.* 255. 1882) que ce changement de propriétés optiques est lié à la perte de deux molécules d'eau effectuée vers  $150^{\circ}$  (la troisième part à  $180^{\circ}$ ); il est réversible quand la heulandite les a réabsorbées par exposition à l'air humide. Quand le chauffage a été porté assez loin, la normale à la plaque n'est plus une bissectrice, mais  $n_m$ . A ce moment, les secteurs de la fig. 1 n'existent plus, et le plan des axes est parallèle à  $g^1$  (010). M. Rinne (*op. cit.*), qui a repris la question, considère le minéral comme étant alors orthorhombique. Si la chaleur est poussée plus loin, les secteurs réapparaissent; le plan des axes devient perpendiculaire à  $g^1$  et  $n_p$ , perpendiculaire à  $a^1$  ( $\bar{1}01$ ). Une nouvelle augmentation de température fait disparaître les secteurs et diminue la biréfringence, qui finit par devenir nulle.

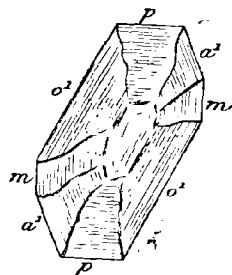


Fig. 1.  
Lame  $g^1$  (010) de heulandite  
de Cambo.

$$n_g = 1,505 \text{ (M L. et Lx.)};$$

$$n_m = 1,499;$$

$$n_p = 1,498;$$

$$n_g - n_p = 0,007.$$

*Composition chimique. a)* Composition chimique répondant à la formule  $H^4 Ca Al^2 Si^6 O^{18} + 3 H^2 O$ ;

*b)* Analyse de la heulandite de Cambo (Lx.).

	a)	b)
Si O <sup>2</sup> . . . . .	59,2	58,27
Al <sup>2</sup> O <sup>3</sup> . . . . .	16,8	16,79
Ca O . . . . .	9,2	8,37
Na <sup>2</sup> O . . . . .	»	1,45
H <sup>2</sup> O . . . . .	14,8	15,97
	<u>100,0</u>	<u>100,45</u>

Une petite quantité de CaO est souvent remplacée par une proportion équivalente de SrO.

*Essais pyrognostiques.* Au chalumeau, blanchit, se gonfle et fond en un émail blanc. Décomposée par l'acide chlorhydrique en donnant de la silice pulvérulente.

*Diagnostic.* La heulandite se distingue aisément de la stilbite (qu'elle accompagne fréquemment) par son clivage facile, donnant des

lames unies et non ondulées comme celui de la stilbite ; ces lames de clivage sont perpendiculaires à la bissectrice aiguë positive et non parallèles au plan des axes, comme dans la stilbite. (Voir page 294 pour le diagnostic d'avec la brewsterite.)

## GISEMENTS ET ASSOCIATIONS

### 1° Dans les roches éruptives.

#### a) Dans les roches volcaniques.

La heulandite, si abondante dans les roches volcaniques d'Islande, des Feroë, etc., manque dans celles du Plateau central. Elle se trouve dans les amygdales des basaltes des gisements coloniaux suivants :

**Ile Saint-Paul.** — M. Vélain a bien voulu me remettre d'intéressants basaltes vacuolaires qu'il a recueillis à l'île Saint-Paul (baie des Manchots), et dans lesquels il avait remarqué de nombreux et brillants petits cristaux. Ceux-ci, dans les échantillons que j'ai examinés, sont exclusivement constitués par de la *heulandite* présentant les formes habituelles avec aplatissement suivant  $g^1$  (010) et allongement suivant l'axe vertical.



Fig. 2.  
Heulandite de Saint-Paul.

**Iles Kerguelen.** — La heulandite se trouve en grande quantité dans les fissures et les amygdales des basaltes doléritiques des îles Kerguelen, et particulièrement à Greenland Harbour, au mont Moseley (avec chabasie et calcite), à Hafeninsel, entre Sonntagshafen et Palliserhafen (avec chabasie, analcime, calcédoine, quartz) (voir à *analcime*).

#### b) Dans les roches éruptives anciennes.

**Bretagne.** — *Loire-Inférieure.* Nous avons signalé, M. Baret et moi (*B. S. M.* XII, 533, 1889), de petits cristaux de heulandite identiques à ceux de Saint-Nazaire décrits plus loin, dans les fentes du gabbro du massif du Pallet, à la carrière de Liveau, près Gorges ; ils sont associés à la calcite et ne dépassent pas 1<sup>mm</sup> de plus grande dimension.

### 2° Dans les fentes des schistes cristallins et des roches sédimentaires.

Je ne séparerai pas les uns des autres ces divers gisements, qui sont

les seuls de la France continentale dans lesquels la heulandite ait été rencontrée jusqu'à présent.

**Bretagne.** — *Loire-Inférieure.* J'ai décrit (*B. S. M.* XII, 103, 1889) de petits cristaux de heulandite d'un blanc jaunâtre, que M. Baret a découverts dans les fentes du gneiss pyroxénique à dipyre de la carrière de l'Étang, près Saint-Nazaire. Elle présente les formes de la *beaumontite* de Baltimore. Les cristaux n'ont guère plus de 2<sup>mm</sup>; ils sont rares.

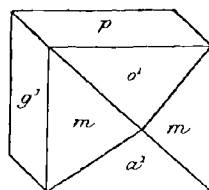


fig. 3  
Heulandite de la carrière  
de l'Étang.

**Pyrénées.** — *Basses-Pyrénées.* La heulandite de Cambo présente des faces remarquablement nettes et brillantes; c'est elle qui a fourni les angles donnés plus haut. Les cristaux ne dépassent guère 4<sup>mm</sup>. Ils sont toujours associés à la chabasia et à l'analcime, plus rarement à la stilbite. Les échantillons dans lesquels j'ai trouvé ces quatre zéolites réunies ne proviennent pas du remplissage de fentes rectilignes comme celles qui abondent dans ce gisement, mais de géodes très irrégulières provenant de la décomposition profonde du gneiss, qui est littéralement imprégné de zéolites, il est par suite devenu très fragile et fendillé sur quelques centimètres.

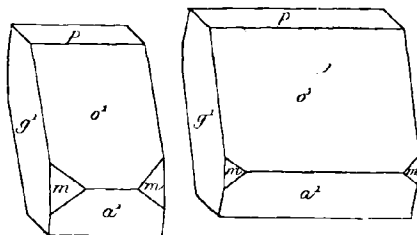


Fig. 4 et 5.  
Heulandite de Cambo.

Les formes les plus habituelles sont  $g^1$  (010),  $o^1$  (101),  $a^1$  ( $\bar{1}01$ ),  $m$  (110), avec souvent allongement des cristaux suivant une arête  $o^1 a^1$  (fig. 4 et 5).

La heulandite de ce gisement est souvent colorée en jaune par des imprégnations ferrugineuses. Sa surface est parfois irisée et possède un éclat pseudo-métallique. Elle est nettement postérieure à l'analcime et quelquefois implantée sur la chabasia.

*Hautes-Pyrénées.* La heulandite est rare en petits cristaux dans les fissures de diverses roches métamorphiques des environs du lac Bleu (massif du pic du Midi de Bigorre).

Elle se présente en masses laminaires de grande taille dans les fentes des calcaires paléozoïques de Rioumaou, sur la route de Luz à Gavarnie (voir à *brewsterite*).





*Coloration et éclat.* Blanche, jaune ou verdâtre. Éclat vitreux très vif, nacré suivant le clivage facile  $g^1(010)$ . Poussière blanche. Transparente ou translucide.

*Inclusions.* A Rioumaou, j'ai observé des cristaux pénétrés de ripidolite d'un gris verdâtre. Les lames minces du minéral sont tout à fait identiques à celles de l'adulaire chloritée des Alpes représentée par la fig. 49 de la page 110.

*Propriétés optiques.* Plan des axes optique perpendiculaire à  $g^1(010)$ . Bissectrice aiguë positive ( $n_g$ ), perpendiculaire à cette même face. Dispersion  $\rho > \nu$  et dispersion croisée faible. Le plan des axes pour le rouge est incliné de  $1^\circ$  à  $2^\circ$  sur celui pour le bleu.

La brewsterite de Rioumaou présente souvent une structure homogène. Dans une lame  $g^1(010)$  (fig. 1), la trace  $n_p$  du plan des axes optiques fait un angle de  $21^\circ$  à  $23^\circ$  avec  $h^1$ , dans l'angle obtus de  $ph^1(001)(100)$  (rayons rouges), et un angle de  $22^\circ$  pour les rayons bleus (Dx.).

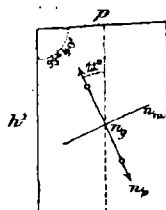


Fig. 1.  
Épure de la face  $g^1(010)$ .

$2 E = 102$  à  $103^\circ$ , lumière blanche;  
 $94^\circ$  — (rouge).

La structure de la brewsterite n'est pas toujours aussi simple. Le plus souvent, les lames  $g^1(010)$  présentent un secteur cunéiforme ayant une orientation différente de celle du reste de la plage. La fig. 2 indique l'aspect de ces divers secteurs, d'après M. des Cloizeaux.

Les angles d'extinction ne sont pas les mêmes dans le secteur central que dans la plage qui l'englobe, mais ils varient avec les localités. D'après les observations que M. des Cloizeaux a bien voulu me communiquer et que j'ai répétées sur les plaques qu'il m'a données ou sur celles des échantillons recueillis par moi-même, dans la brewsterite de Strontian et du col du Bonhomme, l'angle d'extinction du secteur central (fig. 2) se fait à  $14$  ou  $15^\circ$  de l'axe vertical; celle des deux autres secteurs à  $19^\circ$  environ de l'extinction de ce premier secteur, c'est-à-dire à  $33$  ou  $34^\circ$  de l'axe vertical.

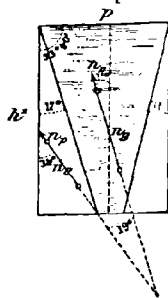


Fig. 2.  
Face  $g^1(010)$  de la brewsterite d'Écosse.

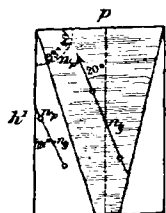


Fig. 3.  
Face  $g^1(010)$  de la brewsterite de Barèges.

Dans des lames de Barèges, au contraire, l'angle d'extinction du secteur central est voisin de  $20^\circ$  et celui des autres secteurs de  $24^\circ$ ; il n'y a donc plus qu'une différence de  $4^\circ$  entre les diverses orientations de la lame  $g^1$  (010) (fig. 2). Elle devient nulle dans les cristaux de Rioumaou dont les lames  $g^1$  sont par suite homogènes comme on l'a vu plus haut.

L'écartement des axes augmente légèrement par la chaleur. Le plan des axes optiques se déplace d'environ  $4^\circ 54'$  (rouge) entre  $21^\circ 5$  C. et  $146^\circ 5$  C. (Dx.).

*Composition chimique.* La formule  $H^4$  (Sr, Ba, Ca)  $Al^2$   $Si^6$   $O^{18}$  + 3  $H^2$  O correspond à la composition suivante, dans le cas où le rapport Sr : Ba : Ca = 4 : 2 : 1.

Si O <sup>2</sup> .....	54,4
Al <sup>2</sup> O <sup>3</sup> .....	15,3
Sr O .....	8,9
Ba O .....	6,6
Ca O .....	1,2
H <sup>2</sup> O .....	13,6
	100,0

*Essais pyrognostiques.* D'après M. Damour, la brewsterite perd 1,65 % d'eau après un mois d'exposition à l'air sec. A  $100^\circ$ , elle perd 0,2 %; à  $130^\circ$ , 7,7 %; à cette température, les cristaux deviennent électriques et s'attirent mutuellement; ils sont blancs et opaques. Après 48 heures d'exposition à l'air libre, la perte est en partie compensée (elle n'est plus que de 2,7 %). A  $190^\circ$ , le minéral perd 8,2 % et revient à son poids initial après 48 heures d'exposition à l'air. A  $270^\circ$ , il perd 10,1 % et devient opaque; après huit jours d'exposition à l'air humide, le minéral a réabsorbé de l'eau et sa perte est réduite à 1,2 %. Au rouge sombre, la perte est de 12,8 %, et le minéral ne réabsorbe plus d'eau. Au rouge vif, il perd 13,3 %.

Au chalumeau, la brewsterite fond facilement en un émail blanc bulleux; elle est attaquée par l'acide chlorhydrique, avec dépôt de silice pulvérulente.

*Altérations.* La brewsterite des Pyrénées se transforme en calcite.

*Diagnostic.* La forme et les propriétés optiques permettent aisément de distinguer la brewsterite de la heulandite, qui possède en outre une densité plus faible; l'existence de la baryte et de la strontiane constitue aussi un caractère différentiel important de la brewsterite.

## GISEMENTS ET ASSOCIATIONS

La brewsterite est un minéral des druses des schistes cristallins, des roches métamorphiques, etc.

**Pyrénées.** — *Hautes-Pyrénées.* La brewsterite a été signalée par M. des Cloizeaux, aux environs de Barèges, d'après des échantillons de la collection du Muséum et de celle de l'École des Mines, recueillis autrefois par Picot de Lapeyrouse.

J'ai trouvé ce minéral dans un grand nombre de localités de cette région. Le gisement le plus remarquable est l'ancienne carrière de calcaire du quartier de montagne Rioumaou, sur la route de Luz à Gavarnie, peu après avoir dépassé le pont de Saint-Sauveur ; c'est de là que proviennent certainement les échantillons de Picot de Lapeyrouse.

Les parois de cette carrière sont traversées par des diaclases tapissées de cristaux de brewsterite pouvant atteindre 1 centimètre 5 de longueur ; ils sont intimement associés à de la calcite, lamellaire suivant  $a^1$  (0001) ; les autres zéolites (chabasia, laumontite) qui se trouvent dans la même roche s'observent dans des géodes distinctes. Les cristaux, très frais, présentent les faces  $g^1$  (010),  $m$  (110),  $g^3$  (120),  $p$  (001) et  $e^3$  (016) (fig. 4 et 5).

Dans la collection de Gillet de Laumont, conservée au Muséum, j'ai

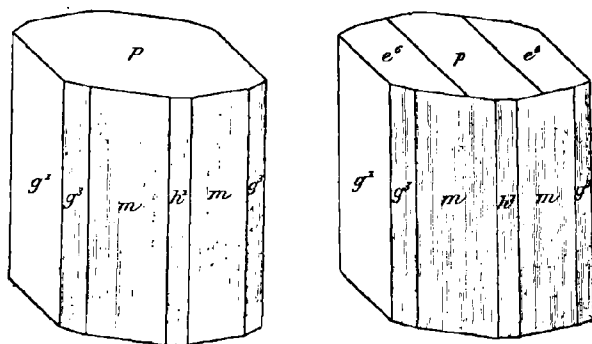


Fig. 4 et 5.  
Brewsterite de la carrière de Rioumaou.

trouvé un groupe de cristaux provenant de ce même gisement et atteignant individuellement 1<sup>cm</sup> 5 suivant l'axe vertical. Ils présentent les

formes  $p$  (001),  $h^1$  (100),  $g^1$  (010) : ils étaient étiquetés « apophyllite de Saint-Sauveur ». Ils constituent sans doute les plus grands cristaux de brewsterite qui aient été trouvés jusqu'ici. Quelques-uns d'entre eux sont pseudomorphisés en calcite ; ils doivent leur couleur gris-verdâtre à des inclusions de ripidolite.

La brewsterite n'est pas rare dans les schistes métamorphisés des contacts granitiques des environs immédiats de Barèges, depuis la Piquette déras lids jusqu'au col du Tourmalet. Les cristaux y sont souvent nets, mais moins abondants et plus petits qu'à Rioumaou.

#### *Gisements incertains.*

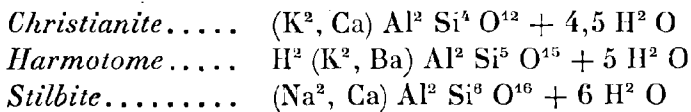
**Alpes.** — *Massif du mont Blanc.* Dufrénoy a signalé, d'après deux échantillons de l'École des Mines, l'existence de la brewsterite au col du Bonhomme. La forme, l'aspect, les propriétés optiques de ces cristaux sont identiques à ceux de la brewsterite blanc-jaunâtre de Strontian, en Écosse ; ils reposent sur la même gangue (gneiss granitique) ; aussi peut-on se demander si le gisement en question est bien authentique, l'origine des échantillons en question étant inconnue. Je ne crois pas que la brewsterite du col du Bonhomme ait jamais été signalée en place ni qu'elle existe dans aucune autre collection. Favre (*Descr. de la Savoie*, III. 53. 1867), en citant ce gisement d'après les échantillons précités, pense que le minéral en question a pu être recueilli près des chalets de la Saucé, où se trouvent des schistes cristallins.

*Isère.* M. des Cloizeaux signale (*op. cit.* I. 422) l'existence de la brewsterite « dans le département de l'Isère? » sans indication plus précise. Je n'ai pu recueillir aucun renseignement précis à ce sujet.

---

### GROUPE DE LA CHRISTIANITE

Les minéraux de ce groupe sont au nombre de trois :





1° *Macule simple* (Macule de la morvenite) (voir à *harmotome*). — Deux cristaux sont maclés suivant  $p$  (001) ; l'assemblage présente une apparence pseudoquadratique ou pseudorhombique (fig. 1).

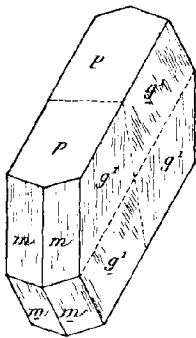


Fig. 1.  
Macule de la morvenite.

2° *Macules doubles*. Deux macules suivant la loi de la morvenite se groupent en croix, de façon à être unies par une face voisine de  $e^1$  (011) ( $e^1 e^1$  étant très voisin de  $90^\circ$ ).

Ces groupements peuvent se produire suivant trois modes :

a) *Macule de Marburg*. — Les faces  $g^1$  (010) des cristaux sont à l'extérieur du groupement, qui peut présenter des angles rentrants (fig. 2) ou en être dépourvus (fig. 14). Les faces  $m$  (110) du pointement présentent des stries parallèles à leur intersection avec les faces  $g^1$  (010) extérieures ; les faces  $m$  adjacentes des deux individus font entre elles un angle rentrant à peine sensible.

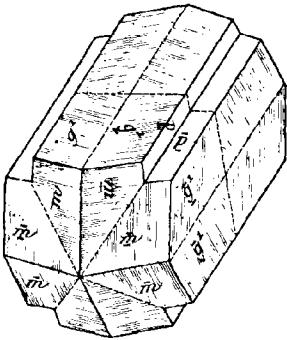


Fig. 2.  
Macule de Marburg.

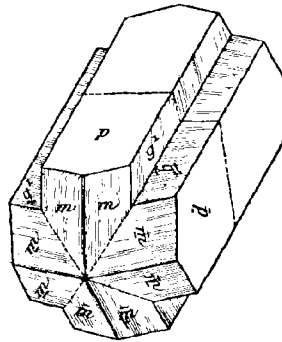


Fig. 3.  
Macule de Périer.

b) *Macule de Périer*. — Les faces  $p$  (001) sont à l'extérieur. Les stries sur les faces  $m$  (110) du sommet permettent de différencier cette macule de la précédente ; elles sont perpendiculaires à l'arête d'intersection de la face  $m$  et des faces extérieures. Les faces  $m$  adjacentes des deux individus contigus font entre elles un angle saillant à peine visible. Il peut y avoir (fig. 3) ou ne pas y avoir d'angles rentrants (fig. 15).

On verra plus loin que les propriétés optiques permettent facilement de distinguer ces deux macles l'une de l'autre.

c) Macle de Bowling. — Plus rarement, la macle est disposée de telle sorte que les faces extérieures sont constituées à la fois par des plages  $p$  (001) et  $g^1$  (010) (fig. 4). J'ai signalé cette disposition dans des cristaux d'harmotome de Bowling (Écosse) : elle existedans les cristaux du mont Simieuse.

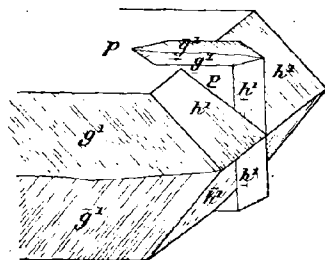


Fig. 4.  
Macle de Bowling.

3° *Macles triples*. Trois groupements cruciformes de l'un des types  $a$  ou  $b$  sont groupés suivant  $m$  (110). Les axes  $a$  des trois groupes de cristaux sont croisés à angle droit. Les figures 5 et 6, empruntées à un mémoire

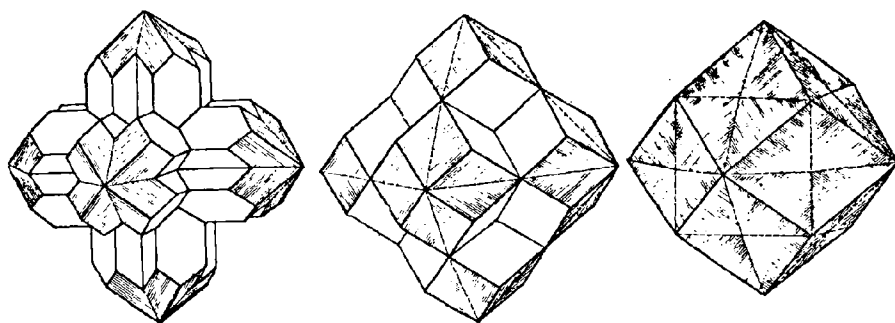


Fig. 5, 6 et 7.  
Macles triples de Stempel.

de Köhler (*P. A.* XXXVII. 560. 1836), montrent les dispositions de ces groupements complexes qui peuvent conduire à un pseudorhombododécaèdre [fig.7, d'après M. Streng (*N. J.* 1874. 561)].

Toutes ces macles se présentent dans les gisements français, passés en revue plus loin.

*Clivages*. Clivages  $p$  (001),  $g^1$  (010), cassure inégale ; fragile.

*Dureté*. 4 à 4,5.

*Densité*. 2,2.

*Coloration et éclat*. Incolore, parfois blanc laiteux, jaunâtre ou rougeâtre par suite d'un commencement d'altération. Éclat vitreux. Transparente ou translucide.

*Propriétés optiques.* Plan des axes optiques perpendiculaire à  $g^1(010)$ . Dans  $g^1(010)$ , la bissectrice aiguë positive ( $n_g$ ) fait avec  $p(001)$ , dans l'angle aigu de  $pk^1(001)(100)$ , un angle de  $11^\circ$  à  $30^\circ$ , suivant les échantillons (Dx.) (fig. 8). Cet angle est le suivant dans les christianites françaises :

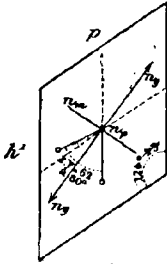


Fig. 8.

Épure de la face  $g^1(010)$  perpendiculaire à la bissectrice obtuse  $n_p$ .

- 17°15' Verrière (Dx.);
- 16°58' Prudelle (Dx.);
- 11° Périer (M L.).

L'examen en lumière polarisée parallèle montre, comme l'a déjà signalé M. Langemann, que la christianite est bien triclinique. Sur  $p(001)$  l'extinction dépasse souvent  $10^\circ$  par rapport à l'arête  $pg^1$ . Sur les sections perpendiculaires à l'axe  $a$  [voisines de  $a^1(\bar{1}01)$ ], l'extinction des secteurs atteint souvent 5 ou  $6^\circ$  de part et d'autre de la ligne de macle au lieu de lui être parallèle, comme cela devrait être si le minéral était monoclinique (fig. 11).

Les propriétés optiques qui viennent d'être établies font voir qu'il est facile, à l'aide des seules propriétés optiques, de distinguer l'une de l'autre la macle de Marburg de celle de Périer. En effet, les sections

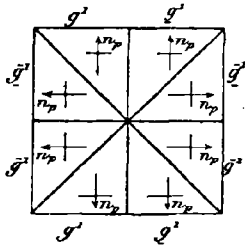


Fig. 9.

Section de la macle de Marburg perpendiculaire à l'axe  $a$ .

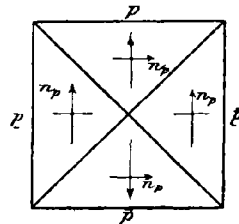


Fig. 10.

Section de la macle de Périer perpendiculaire à l'axe  $a$ .

perpendiculaires à l'arête  $pg^1$ , c'est-à-dire à l'arête d'allongement de ces macles cruciformes, montrent une division en secteurs dont les fig. 9 et 10 donnent la représentation *théorique*. En réalité, les lignes de jonction sont toujours irrégulières, le contact des individus maclés ne se faisant pas suivant un plan. Ces sections transversales, étant perpendiculaires à  $g^1(010)$ , contiennent l'axe  $n_p$  qui, dans la macle de Marburg,



est dirigé presque perpendiculairement aux faces extérieures, et, dans la macle de Pérrier, parallèlement à la trace de ces faces sur le plan de figure. Il en résulte que, dans le premier cas (macle de Marburg), la diagonale des secteurs triangulaire est de signe *négalif* (fig. 9) et qu'elle est de signe *positif* dans le cas de la macle de Pérrier (fig. 10). Ce moyen de diagnostic est très commode pour l'étude des cristaux de christianite engagés dans les roches.

La figure 11 montre que les figures précédentes sont théoriques ; en réalité les secteurs sont très enchevêtrés. Il se produit même des croisements de lames conduisant en lumière polarisée parallèle à des compensations et en lumière polarisée convergente à une véritable uniaxiale (partie pointillée de la figure).

La macle de Marburg se reconnaît aisément dans les sections parallèles aux faces extérieures  $g^A$  (010), à condition que la plaque passe à la surface du cristal (fig. 12). Cette face est en effet peu oblique sur la bissectrice obtuse  $n_p$  (fig. 11). Si la plaque n'est pas faite près de la surface elle intéresse tous les individus du groupement, et alors on observe à la fois et souvent enchevêtrées des plaques parallèles à  $g^A$  (010) et d'autres parallèles à  $p$  (001).

Dans les échantillons de Gignat, j'ai observé de curieux groupements. Une section d'un cristal de christianite, perpendiculaire à l'arête  $pg^A$ , montre la forme représentée par la figure 13 : elle est entourée par une zone à fibres positives implantées perpendiculairement à ses faces extérieures. Tout cet ensemble est englobé par de plus larges fibres respectivement parallèles et perpendiculaires aux diagonales du cube. Elles sont de signe positif. On peut mettre en évidence ces deux séries de fibres en les éteignant successivement.

L'angle des axes est très variable, suivant les localités et même les échantillons d'une même localité, ce qui s'explique par les enchevêtrements décrits plus haut.

$$2V = 62^\circ \text{ à } 80^\circ.$$

L'indice moyen déduit des mesures d'écartement d'axes présente les

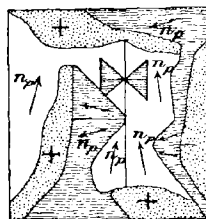


Fig. 11.

Section de la macle de Marburg perpendiculaire à l'axe  $a$  (Si-miouse).

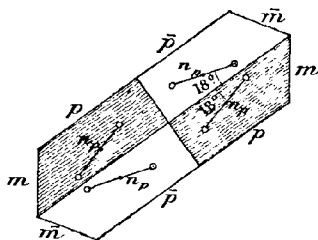


Fig. 12.

Section  $g^A$  (face extérieure) de la macle de Marburg.

mêmes variations  $n_m = 1,48$  (Somma) 1,51 (Richmond) (Dx.).

$$n_g - n_p = 0,003 \text{ environ.}$$

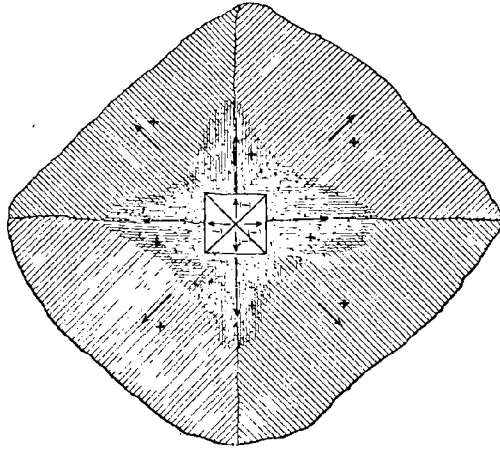


Fig. 13.

Section perpendiculaire à l'axe  $a$  d'une macle de Stempel (Gignat).

D'après M. Rinne (*op. cit.*), sous l'influence de la chaleur, les propriétés optiques changent peu ; le plan des axes optiques se rapproche de  $p$  (001) et la biréfringence diminue.

*Composition chimique.* a) Composition théorique, correspondant à la formule  $(K^2, Ca) Al^2 Si^4 O^{12} + 4,5 H^2 O$ , dans l'hypothèse  $Ca : K^2 = 2 : 1$  ;

b) Analyse de la christianite de Prudelle, par Pisani (*in* Gonnard *op. cit.* 70).

	a)	b)
Si O <sup>2</sup> .....	48,8	45,10
Al <sup>2</sup> O <sup>3</sup> .....	20,7	24,10
Ca O.....	7,6	7,80
K <sup>2</sup> O.....	6,4	7,00
Na <sup>2</sup> O.....	»	0,74
H <sup>2</sup> O.....	16,5	16,34
	<u>100,0</u>	<u>101,08</u>

*Essais pyrognostiques.* Au chalumeau, facilement fusible en un émail blanc. Fait gelée dans l'acide chlorhydrique.

*Diagnostic.* Les macles constituent le meilleur caractère différentiel de la christianite. Elles ne permettent pas, cependant, de la distinguer

de l'harmotome, qui est beaucoup plus rare ; mais les propriétés optiques donnent un bon diagnostic ; ce dernier minéral possède, du reste, une densité plus grande : 2,44 à 2,50 ; il s'attaque par l'acide chlorhydrique sans faire gelée ; enfin, la chaux y est remplacée par la baryte, et il est plus pauvre en alcalis que la christianite. Ces deux dernières différences sont faciles à constater par un essai microchimique.

### GISEMENTS ET ASSOCIATIONS

La christianite n'avait été rencontrée que dans des roches volcaniques, et dans des sources thermales, jusqu'à la découverte récente que j'ai faite de cristaux de ce minéral au milieu d'autres zéolites produites dans les fentes de marnes liasiques métamorphosées par la lherzolite ; la chabasia est son satellite le plus habituel. Souvent aussi la christianite est associée à de la thomsonite (mésote), à de la calcite, à de l'aragonite, plus rarement à de l'apophyllite.

Je l'étudierai successivement dans les gisements suivants :

- 1° Dans les roches volcaniques <sup>1</sup> et leurs enclaves ;
- 2° Dans les roches métamorphiques (produit de druses) ;
- 3° Dans les sources thermales actuelles, comme produit de formation récente.

1° *Dans les roches volcaniques et leurs enclaves.*

a) *Dans les roches basiques (basaltes, labradorites, néphélinites).*

La christianite se forme le plus généralement dans les vacuoles ou les fissures des roches basiques ; parfois, cependant, elle les imprègne complètement. Les roches acides (granite, gneiss, etc.), enclavées dans les basaltes sont généralement plus ou moins fondues ; le verre résultant, facilement attaquable, a très souvent donné naissance à des zéolites et particulièrement à de la christianite, ce qui s'explique aisément par la richesse originelle de ces enclaves en orthose, qui a ainsi fourni la potasse nécessaire à la production de ce minéral.

**Languedoc.** — *Hérault.* MM. Delage et Mourgues m'ont signalé l'existence de cristaux de christianite dans le basalte de Montferrier, près Montpellier.

1. Je rappellerai en outre l'abondance de la christianite en cristaux microscopiques dans les grandes profondeurs de l'Océan Pacifique, surtout entre Hawaï et Tahiti ; elle abonde surtout dans les argiles rouges, elle est plus rare dans les vases à radiolaires et dans celles à globigérines (voir page 256).

**Plateau Central.** — *Ardèche.* Les zéolites sont abondantes dans le massif basaltique des Coirons. J'ai observé de beaux cristaux de

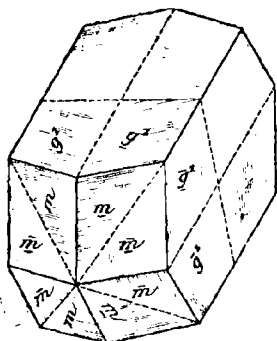


Fig. 14.

Maclé de Marburg sans angles rentrants (Saint-Jean-le-Centenier).

christianite ( $1^{mm}5$ ) dans un échantillon du basalte constituant la nappe inférieure du massif, à Saint-Jean-le-Centenier. Je le dois à l'obligeance de M. Torcapel. Les cristaux maclés, suivant la loi de Marburg le plus souvent sans angles restreints (fig. 14), sont peu allongés; les faces *m* (110) sont largement développées. Parfois, ces cristaux sont encauchonnés de calcite qu'il est facile de faire disparaître avec une aiguille sans endommager la christianite. Il existe, en outre, de rares cristaux de chabasic (phacolite). Les vacuoles renfermant ces zéolites sont étirées suivant la

fluidalité de la roche; elles dépassent  $3^{cm}$  de plus grande dimension.

Les basaltes porphyroïdes d'Aubenas sont, par places, criblés de géodes, les unes vastes, les autres microscopiques, tapissées de zéolites. Le frère Euthyme a bien voulu m'en communiquer un grand nombre d'échantillons. La christianite (maclé de Marburg), avec ou sans gouttière, y abonde, mais forme rarement de bons cristaux. Elle constitue des croûtes cristallines incolores et hyalines, tantôt blanches et opaques (et ressemblant alors à de la stilbite) par suite d'un commencement d'altération. Elle est associée à de la thomsonite sphérolitique (mésole) et à de rares rhomboédres de chabasic.

La christianite se rencontre dans le basalte de Rochemaure dans des géodes atteignant jusqu'à 20 centimètres de diamètre (Gonnard, *B. S. M.* XII. 54. 1893); les échantillons que j'ai examinés présentent la maclé de Périer. Elle accompagne (maclé de la morvénite) la gismondine et la thomsonite dans le basalte de Chabane, près Sainte-Agrève (Gonnard, *B. S. M.* XVII. 31. 1894). Ses cristaux s'accolent souvent sur de petits prismes allongés de sidérose; ils sont recouverts par la gismondine.

*Haute-Loire.* J'ai signalé (*B. S. M.* XIV. 323. 1891) de jolis cristaux de christianite hyalins accompagnant la chabasic dans le basalte d'Araules et les labradorites vacuolaires de la Croix des Boutières, au sud du Mézenc, que je dois à l'obligeance de M. Boule (*B. C. F.*, n° 28,

pp. 89 et 124. 1892). Le gisement d'Araules se trouve sur le chemin allant de ce village au col de Courcoules, au point où il traverse un petit col creusé dans un basalte scoriacé. Les cristaux de christianite atteignent 2<sup>mm</sup>.

D'après M. Gonnard (*B. S. M.* XV. 28. 1892), la christianite se rencontre en très petite quantité dans les basaltes de la rive droite du Lignon, au-dessous de Fay-le-Froid, à Saint-Jeures (rive gauche du Lignon), ainsi qu'aux environs du Puy, sur la route de Taulhac : ils présentent la macle de Marburg.

*Cantal.* La christianite se trouve en très petite quantité, associée à la chabasia de la route d'Albepierre, près Murat, qui sera étudiée plus loin.

*Puy-de-Dôme.* Le Puy-de-Dôme est la région auvergnate dans laquelle j'ai à signaler le plus grand nombre de gisements de christianite : elle a été particulièrement fouillée à ce point de vue par M. Gonnard (*Soc. agr. et hist. nat. de Lyon*, 19 novembre 1869 et 15 décembre 1871; *C. R.* 18 décembre 1871, 28 avril 1889; *B. S. M.* VII. 156. 1884, et *op. cit.* p. 68).

Les gisements décrits par ce savant sont les suivants :

Puy de Marman, au-dessus de Martres de Veyres, la christianite, associée à de la chabasia, y forme des croûtes sur des cristaux altérés de méso-type (fig. 7); le puy de la Velle, près Champeix; le cap de Prudelle, les cristaux de cette localité, souvent très beaux, se sont formés au milieu de cavités creusées dans des enclaves granitiques imparfaitement résorbées; on les trouve aussi dans les fentes du basalte. Ils sont accompagnés d'apophyllite, de calcite et d'aragonite. M. des Cloizeaux y a trouvé la macle de Marburg avec ou sans gouttière (*B. S. M.* VII. 139. 1884); Gergovia (ravin de Bonneval, près du petit Perignat); au-dessus du village d'Aubières (avec aragonite); Gignat (Chaux de Bergonne, vaste plateau dominant Issoire, au-dessus de Saint-Germain-Lambron). Dans ce gisement, la christianite présente la macle de Marburg et plus rarement celle de Stempel; elle devient fibreuse; elle accompagne la gonnardite, la chabasia, plus rarement la gismondine. Ces zéolites se trouvent dans la partie inférieure (vacuolaire) d'un basalte à grands éléments (dolerite). Je dois à l'obligeance de l'un de mes élèves, M. Bouhard, une grande quantité d'échantillons de zéolites de ce

gisement : c'est parmi eux que j'ai trouvé les curieux groupements décrits page 301 (fig. 13).

M. Michel-Lévy a signalé à Périer, près Issoire, un remarquable gisement de zéolites (*B. S. M. X. 70. 1887*) découvert par M. Munier Chalmas. Il y a, notamment, trouvé la christianite, la chabasia (phacolite). Ces minéraux se trouvent dans des vacuoles distinctes du basalte

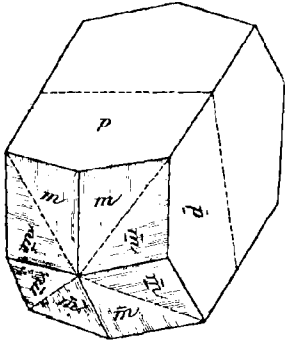


Fig. 15.  
Macle de Périer sans angles rentrants  
(Périer).

que l'on rencontre dans une petite futaie, sur le chemin du village de Périer au plateau de Pardines. Les macles de Périer sans angles rentrants (fig. 15) y dominent dans les cristaux de quelques millimètres que l'on trouve dans le basalte compact. Elles sont très peu allongées et offrent très fréquemment les macles de Stempel (fig. 6). Dans les vacuoles du basalte vitreux du même gisement, se trouvent de petites aiguilles offrant les mêmes formes ; c'est sur elles que j'ai étudié plus spécialement les macles que je désigne par le

nom de la localité qui les fournit. Elles sont associées à de petits mamelons du même minéral hérissés de pointes cristallines.

J'ai observé de très jolis cristaux de christianite dans les échantillons de basalte, recueillis par M. Michel-Lévy, dans l'éperon N.-E. de Chanturgues. Ces cristaux, très allongés, sont incolores et transparents. Enfin j'ai trouvé (*B. S. M. XIV. 320. 1891*), dans la carrière de Montaudou près Royat, de très jolis cristaux translucides de christianite très raccourcis suivant l'axe vertical ; ils présentent souvent la macle de Stempel, qui conduit au pseudo-décaèdre régulier. Les cristaux ont, en général, la forme représentée par les fig. 6 et 7. Ce minéral semble rare, dans ce gisement, en cristaux macroscopiques ; il est accompagné de méso-type fibreuse, mais il abonde en cristaux microscopiques (macle de Marburg) dans toutes les fissures des nombreuses enclaves de granulite modifiées que renferme le basalte.

De très beaux échantillons de la macle de Stempel (avec lignes de suture distinctes) se trouvent dans les vacuoles du puy de Chalus, près Cournon (échantillons que m'a remis M. Bouhard).

La néphéline porphyroïde du puy de Saint-Sandoux (ou de Barneire) est imprégnée de christianite, qui constitue une partie notable

de la roche comme élément microscopique. Cette roche est une des plus riches en christianite que j'ai eu l'occasion d'étudier.

*Loire.* M. Gonnard a montré (*B. S. M.* VII. 156. 1884, et XIII. 70. 1890), que la christianite était très abondante au mont Simiouse, près Montbrison. Au lieu dit « chez Masson », le basalte, très vacuolaire, renferme en outre de la *chabasié* et de l'*offrétite*.

La christianite se présente sous deux variétés de formes s'isolant dans des géodes distinctes. La première est constituée par la macle de Marburg avec les faces  $p$  (001),  $m$  (110),  $g^1$  (010),  $g^2$  (120), on trouve aussi la macle de Stempel (fig. 5); les cristaux, très petits, sont limpides et brillants.

La seconde variété, plus rare, est formée par des cristaux ternes aplatis suivant  $g^1$  (010) et offrant la macle de la morvenite, avec seulement les faces  $p$  (001),  $m$  (110),  $h^1$  (100) (fig. 16); ils présentent, en outre, parfois, la macle de Bowling (fig. 4).

D'après M. Gonnard, la christianite serait le minéral que Gruner a décrit dans ce gisement comme mésotype (*Desc. géol. et min. du département de la Loire.* 1857. p. 689).

La christianite abonde dans les basaltes qui s'observent près de la route de Verrière à Saint-Anthème, et dans ceux du hameau de Robert et de Bruyère, aux environs de Gummières; ce minéral y forme des croûtes cristallines associées à de la mésotype fibreuse et à de la calcite. Les cristaux de Verrière, examinés par M. des Cloizeaux (*B. S. M.* VII, 1884), présentent la macle de Marburg.

**Algérie.** — *Oran.* Les roches volcaniques basiques (basaltes) de l'île de Rachgoun, à l'entrée de la Tafna, recueillies par M. Gentil et étudiées par lui, sont imprégnées de christianite.

b) *Dans les roches volcaniques acides.*

**Plateau Central.** — *Haute-Loire.* J'ai trouvé en abondance (*B. S. M.* XIV. 322. 1891) la christianite dans les enclaves de sanidinites du trachyte du Suc de Monac, près Saint-Julien-Chapteuil. Les cristaux sont raccourcis et offrent les groupements suivant la loi de Stempel (fig. 6 et 7). Le pseudododécaèdre est parfois presque parfait (fig. 8). Les cristaux sont blancs, laiteux et opaques, dès qu'ils dépassent 0<sup>mm</sup> 5.

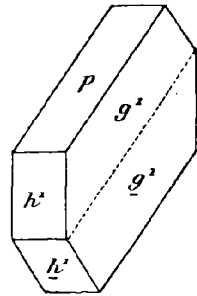


Fig. 16.  
Macle de la morvenite  
du mont Simiouse.

M. Gonnard a signalé de la christianite blanche, opaque et associée à de jolis cristaux limpides de chabasia, de quartz, etc., dans le trachyte du Montcharret en la Prade, exploité près du hameau de Boussoulet (*B. S. M.* XV. 28. 1892).

2° *Dans les roches métamorphiques.*

**Pyrénées.** — *Ariège.* Je n'ai trouvé la christianite que dans deux des nombreux contacts de lherzolite et de marnes calcaires que j'ai décrits dans les Pyrénées (*B. C. F.* n° 42. 1895), au bois du Fajou près Caussou, et à l'Escourgeat dans la vallée de Suc.

Elle y forme de petits cristaux ayant environ 1<sup>mm</sup>, maclés suivant la loi de Marburg, associés à la chabasia, qui sera étudiée plus loin. Ces zéolites tapissent les fentes de schistes micacés tachetés à dipyre.

C'est là, à ma connaissance, le premier exemple de christianite formée en dehors d'une roche volcanique.

3° *Dans les sources thermales actuelles, comme produit de formation récente.*

**Vosges.** — M. Daubrée a signalé (*C. R.* XLVI. 1086. 1858 et *B. S. G.* XII. 562. 1859) la formation de cristaux de christianite associés à la chabasia, dans les bétons romains des sources thermales de Plombières. Je renvoie à l'article *chabasia* pour la description plus détaillée de ce gisement si intéressant au point de vue théorique.

Les cristaux que M. Daubrée a bien voulu me donner sont parfaitement hyalins. Ils présentent la macle de Marburg et atteignent 2<sup>mm</sup>; ils ont été autrefois mesurés par de Senarmont, et M. des Cloizeaux a constaté l'identité de leurs propriétés optiques avec celles de la christianite des roches volcaniques.

**Champagne.** — *Haute-Marne.* **Jura.** — *Haute-Saône.* **Algérie.** — *Oran.* M. Daubrée a trouvé la christianite, la chabasia, etc., formées dans les mêmes conditions qu'à Plombières (*A. M.* VIII. 439. 1876), à Bourbonne-les-Bains (*Haute-Marne*), à Luxeuil (*Haute-Saône*) et dans les environs d'Oran (*Algérie*).





(distinction avec la christianite). Dans  $g^A$  (010), la bissectrice obtuse  $n_p$  fait un angle de  $62^\circ 30'$  (rouge) avec l'axe vertical dans l'angle obtus de  $ph^A$  (001) (100) et par suite un angle de  $62^\circ 18'$  avec la trace de  $p$  (Dx.) (fig. 1).

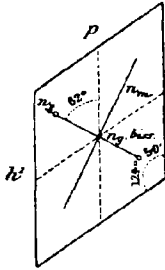


Fig. 1.  
Épure de la face  $g^A$ , parallèle au plan des axes optiques.

$$n_m = 1,516 \text{ (Dx.)};$$

$$n_g - n_p = 0,005.$$

La macle de Marburg prête aux mêmes observations que pour la christianite. La fig. 2 représente la structure théorique d'une face  $g^A$  (010) d'un cristal maclé suivant cette loi. La fig. 3 montre la structure réelle d'un cristal de Vialas; les secteurs sont irréguliers et souvent entremêlés de plages sans extinction, produites par la superposition des deux orientations dues à la macle.

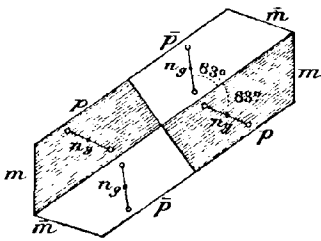


Fig. 2.  
Face  $g^A$  (010) de l'harptomote à disposition régulière (Vialas).

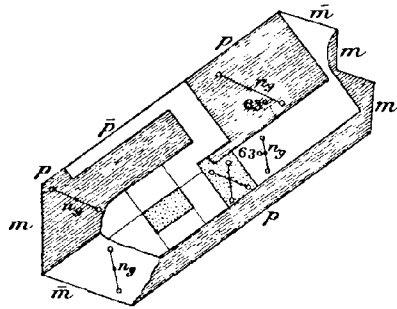


Fig. 3.  
Face  $g^A$  (010) de l'harptomote à disposition enchevêtrée (Vialas).

Un cristal de la Piquette déras lids (fig. 4) m'a offert une particularité curieuse : le plan des axes, au lieu de faire un angle d'environ  $63^\circ$  avec  $p$  (001), fait avec la trace de cette face un angle de  $45^\circ$ . Il en résulte que la lame  $g^A$  (010), examinée en lumière polarisée parallèle, paraît homogène, car elle possède une extinction presque unique, avec quelques taches toujours éteintes et d'autres ne s'éteignant qu'imparfaitement.

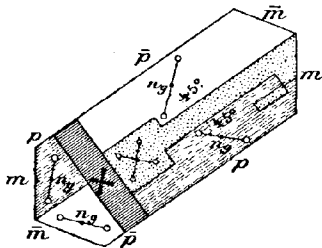


Fig. 4.  
Face  $g^A$  (010) à plages uniaxes de l'harptomote de la Piquette déras lids.

Quand on lui superpose une lame de mica quart d'onde, on voit

apparaître la structure réelle. Dans les plages sans extinction, on voit, en lumière convergente, des croisements d'hyperboles, avec prédominance d'un système sur l'autre. Dans les plages toujours éteintes, il y a mélange, en égale proportion, des deux orientations et uniaxiale complète.

D'après M. Langemann, l'harmotome serait en réalité triclinique. M. Rinne a constaté que le plan des axes optiques se rapproche de  $p(001)$  et que la biréfringence augmente, quand on chauffe le minéral.

*Composition chimique.* La composition chimique correspondant à la formule  $H^2(K^2, Ba)Al^2Si^3O^{15} + 4H^2O$  est la suivante.

Si O <sup>2</sup> .....	47,1
Al <sup>2</sup> O <sup>3</sup> .....	16,0
Ba O.....	20,6
K <sup>2</sup> O.....	2,1
H <sup>2</sup> O.....	14,2
	100,0

*Essais pyrognostiques.* Au chalumeau, l'harmotome s'émiette, puis fond en un verre blanc translucide. Décomposée par l'acide chlorhydrique sans faire gelée. Donne la réaction du baryum.

*Diagnostic.* Voir à christianite, p. 302.

### GISEMENTS ET ASSOCIATIONS

L'harmotome n'a été rencontrée jusqu'ici que dans trois gisements français, dans des filons plombifères ou zincifères : les cristaux des deux derniers sont analogues à ceux de St-Andreasberg, dans le Harz.

**Pyénées.** — *Basses-Pyrénées.* J'ai observé quelques superbes cristaux d'harmotome atteignant près de 1<sup>cm</sup> de longueur sur des échantillons de blende de la mine d'Anglas près des Eaux-Bonnes. Ils sont associés aux cristaux d'albite cités page 157, à du quartz hyalin, de la calcite, de la calamine et de la chlorite. La formation de l'harmotome est contemporaine de celle de la blende dans laquelle ce minéral est implanté. Ce gisement rappelle celui d'Andreasberg.

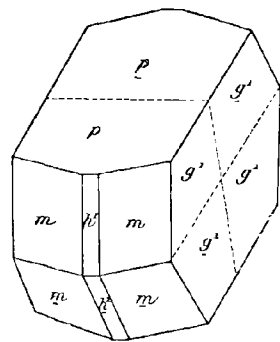


Fig. 5.  
Morvenite de la mine d'Anglas.

L'harmotome d'Anglas possède les formes simples de la morvenite



Les angles ci-contre ont été mesurés sur les cristaux de Superbagnères.

	Angles			Angles			Angles	
	calculés	mesurés		calculés	mesurés		calculés	mesurés
$mm$	118°50'	118°41'	$\left[ \begin{array}{l} e^1 e^1 \text{ sur } p \\ p e^1 \\ e^1 g^1 \end{array} \right.$	94°25'	96°20'	$\left[ \begin{array}{l} pm \\ m\bar{m} \\ a^1 m \end{array} \right.$	122°56'30"	122°50'
$mg^1$	120°35'	120°32'		137°12'30"	137°18'		114° 7'	114°15'
$ph^1$	129°10'	129° 9'		132°47'30"			131°30'	131°19'
$pa^1$	90°30'							

La correspondance de cette position (choisie pour mettre en lumière les analogies de la stilbite avec l'harmotome et la christianite) et de l'ancienne position admise par M. des Cloizeaux (hypothèse orthorhombique) (*op. cit.*, I. 416) est la suivante :

$$\begin{aligned} g^1 (010) &= g^1 (010) \text{ (Dx.)} & a^1 (100) &= p (001) \\ m (110) &= b^{1/2} (111) & e^1 (011) &= m (110) \\ p (001) &= h^1 (100) & & \end{aligned}$$

*Macles et faciès des cristaux.* Les cristaux de stilbite sont toujours maclés d'une façon analogue à la christianite et à l'harmotome [macle de la morvenite suivant  $p (001)$ ]; les cristaux sont aplatis suivant  $g^1 (010)$  et présentent extérieurement une apparence orthorhombique.

Ils se groupent très fréquemment à axes imparfaitement parallèles pour donner des agrégats en gerbes très caractéristiques.

*Clivage.* Clivage  $g^1 (010)$  parfait, donnant des lames plus ou moins gondolées; traces de clivage suivant  $p (001)$ .

*Dureté.* 3,5 à 4. Cassure inégale. Fragile.

*Densité.* 2,094 à 2,205; 2,15 (Miage, Cossa); 2,123 Superbagnères; 2,143 Dellys (Gentil); 2,166 (Col de Girabal); 2,167 Barthègue; 2,168 à 2,174 Cambo.

*Coloration et éclat.* Blanche avec aspect plus ou moins laiteux, parfois jaune, brune, ou rouge, grâce à des inclusions ferrugineuses. Poussière blanche. Éclat vitreux, nacré sur le clivage facile  $g^1 (010)$ . Transparente ou translucide.

*Propriétés optiques.* Plan des axes optiques parallèle à  $g^1 (010)$ . La bissectrice aiguë négative ( $n$ ) fait un angle d'environ 5° avec la trace  $p (001)$  dans l'angle obtus  $ph^1 (001) (100)$ ; elle est donc presque perpendiculaire à  $a^1 (101) \rho < \nu$ .

$$2V = 33^\circ \text{ environ.}$$

$$n_g = 1,500 \text{ (ML. et Lx.) Kilpatrick (Na);}$$

$$n_m = 1,498;$$

$$n_p = 1,494;$$

$$n_g - n_p = 0,006.$$

Les lames parallèles à  $g^1 (010)$  se divisent en quatre secteurs assem-

blés parallèlement à  $p$  (001) et à  $a^1$  ( $\bar{1}01$ ) : l'angle d'extinction s'y fait à  $5^\circ$  environ de part et d'autre de la trace de  $p$  (001) (fig. 1).

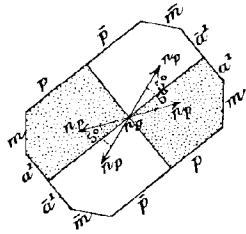


Fig. 1.  
Face  $g^1$  (010) de la stilbite de Cambo.

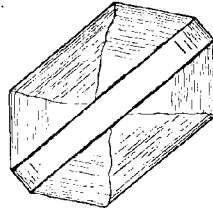


Fig. 2.  
Face  $g^1$  (010) de la stilbite du Mail de Soulan, vue en lumière polarisée parallèle.

La stilbite en cristaux nets des gisements des environs de Bagnères de Luchon se comporte comme un minéral orthorhombique quand on l'examine en lames épaisses, mais en lames minces la division en sections devient généralement nette : il existe des plages irrégulières rappelant celles de la heulandite avec bandes parallèles aux faces extérieures du cristal (fig. 2). Les lames  $g^1$  (010) ont rarement la régularité théorique de la fig. 1 : il y a généralement interpénétration de plages d'orientation différente.

D'après une observation de M. Langemann, la stilbite serait en réalité triclinique ; l'angle d'extinction dans  $a^1$  ( $\bar{1}01$ ) étant de  $5^\circ$  par rapport à l'arête  $a^1 g^1$  ( $\bar{1}01$ ) (010). M. Rinne a fait voir que par l'action de la chaleur, le minéral devient rigoureusement orthorhombique. Les quatre secteurs de la face  $g^1$  (010) disparaissent et l'extinction devient parallèle à la trace de  $p$  (001).

*Composition chimique.* a) Composition correspondant à la formule  $H^4 (Na^2, Ca) Al^2 Si^6 O^{18} + 4 H^2 O$  ;

Analyses : b) de la stilbite du glacier de Miage, par Cossa (*At. Acc. Lincei* V. 87. 1880) ;

c) de la stilbite de formation actuelle de la source d'Olette, par J. Bouis (*C. R.* XXX. VII. 234. 1853).

	a)	b)	c)
Si O <sup>2</sup> .....	57,4	56,47	57,6
Al <sup>2</sup> O <sup>3</sup> .....	16,3	17,06	16,1
Ca O .....	7,7	7,74	8,6
Na <sup>2</sup> O.....	1,4	traces	»
H <sup>2</sup> O.....	17,2	18,26	17,6
	<u>100,0</u>	<u>99,56</u>	<u>99,9</u>
Densité	»	2,15	»

*Essais pyrognostiques.* Au chalumeau s'exfolie, gonfle, puis fond en un émail blanc. Décomposée par l'acide chlorhydrique sans faire gelée.

*Diagnostic.* La stilbite se distingue aisément de la heulandite, qu'elle accompagne si souvent, par la surface ondulée de son clivage facile et par les propriétés optiques de celui-ci, qui est parallèle au plan des axes optiques au lieu d'être normal à la bissectrice aiguë *positive*, comme dans la heulandite. Ses formes extérieures ne permettent pas de la confondre avec la christianite et l'harmotome, qui ne sont jamais lamellaires suivant  $g^1$  (010).

### GISEMENTS ET ASSOCIATIONS

Tous les gisements de stilbite que j'ai à signaler se trouvent dans les fissures de roches éruptives métamorphiques ou sédimentaires. Elle y est généralement associée à de la calcite, à la chabasie, plus rarement à la heulandite, l'analcime, ou à la laumonite. On la rencontre :

- 1° Dans les roches éruptives, les schistes cristallins et les roches paléozoïques métamorphisées ;
- 2° Dans les calcaires secondaires plus ou moins métamorphisés ;
- 3° Dans les sources thermales actuelles.

1° *Dans les roches éruptives, les schistes cristallins et les roches paléozoïques.*

**Pyénées.** — *Basses-Pyrénées.* Le plus remarquable gisement de zéolites existant en France est celui que j'ai découvert à Cambo (C. R. CX. 967. 1890). Le tunnel du chemin de fer a été creusé dans les gneiss, coupés par de nombreux filons de pegmatite riche en minéraux (cordiérite, sillimanite). A la sortie du tunnel, du côté d'Itsatsou, le gneiss est parcouru de fissures tapissées de zéolites. Lorsqu'en 1890 j'ai visité ce gisement, j'ai pu observer, avant que la ligne du chemin de fer ne soit livrée à la circulation, des surfaces de plusieurs mètres carrés entièrement recouvertes de zéolites et notamment de cristaux de chabasie atteignant 1<sup>cm</sup> 5. Malheureusement, les fissures étant presque toujours perpendiculaires à la schistosité d'un gneiss très compact, il est souvent très difficile d'obtenir des échantillons d'une certaine surface.

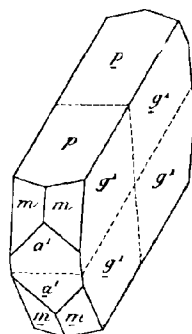


Fig. 3.  
Stilbite (forme commune)  
de Cambo.

La stilbite forme souvent des croûtes cristallines qu'il est possible de détacher en prenant quelques précautions. Ses cristaux ont, en général, de 4 à 5<sup>mm</sup>; ils atteignent rarement 1<sup>cm</sup>. Ils sont aplatis suivant  $g^1$  (010), allongés suivant  $p g^1$  (001) (010); ils présentent les macles habituelles (fig. 1). La face  $a^1$  ( $\bar{1}01$ ) est généralement la seule qui soit très nette, et encore est-elle le plus souvent arrondie; il y a tendance à la production d'agrégats flabelliformes. La stilbite forme parfois à la surface du gneiss, lui-même recouvert de calcite, des croûtes presque continues constituées par des cristaux implantés normalement à leur paroi et serrés les uns contre les autres. Souvent aussi les cristaux sont moins nombreux et implantés d'une façon quelconque sur le gneiss.

A Cambo, la stilbite se trouve plus souvent seule ou accompagnée de calcite qu'associée aux autres zéolites : *chabasie*, *analcime*, *heulandite* qui, au contraire, se rencontrent presque toujours ensemble; ces associations ont lieu dans les gneiss très altérés et creusés de cavités.

Assez rarement, la stilbite s'observe en grains flabelliformes avec face  $a^1$  ( $\bar{1}01$ ) très large dans les gneiss à pyroxène de la même localité.

M. de Gramont m'a communiqué des échantillons de stilbite flabelliforme qu'il a recueillis dans les fentes de calcaires noirs de Barthègue, près des Eaux-Bonnes. Ils sont d'un jaune foncé et atteignent 3<sup>cm</sup> suivant l'axe vertical. Ils sont très analogues à quelques échantillons de stilbite du Dauphiné, bien que de couleur plus foncée.

*Hautes-Pyrénées.* J'ai rencontré la stilbite dans les fissures des schistes et calcaires métamorphiques du massif du pic du Midi et notamment au lac Bleu et sur le sentier conduisant de ce lac au col d'Aube. Ce sont des cristaux blancs, laiteux, offrant la même forme commune et ayant une tendance à former des groupements flabelliformes.

C'est sous la même forme que la stilbite se trouve très fréquemment dans les schistes métamorphisés par le granite (de Charpentier, *op. cit.*, 276) des massifs du Néouvielle et du pic d'Arbizon; il n'est guère nécessaire de citer de gisements précis, car ce minéral se rencontre un peu partout dans cette vaste région; j'indique cependant d'une façon plus particulière les ravins limitant la Piquette déras lids et le pic d'Espade, les ravins et les talus même de la route du Tourmalet (M. Goguel), les éboulis des pics de Montfaucon et d'Arbizon.

Lorsque ces cristaux ont des formes nettes (fig. 3 et 4), ils se rapprochent de ceux qui vont être décrits à Luchon, mais ils sont toujours de plus



petite taille et le plus souvent d'un blanc laiteux, jaunâtres et opaques.

La stilbite a été signalée (de Charpentier) dans les mêmes conditions à Rioumaou, près de Luz. Je n'ai observé dans ce gisement que la heulandite, la laumontite et surtout la brewsterite.

M. Frossard a trouvé ce minéral dans les fentes des roches métamorphosées par le granite du pic de Péguère, à Caunterets.

*Haute-Garonne.* Le gisement des Pyrénées qui a fourni les meilleurs cristaux de stilbite sur lesquels ont été prises les mesures données plus haut, est celui du Mail de Soulan, près Bagnères de Luchon. Ils se trouvent dans les cavités d'une granulite. Ils atteignent 8 à 9<sup>mm</sup> et sont souvent parfaits et très transparents. Ils sont aplatis suivant  $g^1$  (010) et présentent les faces  $p$  (001),  $m$  (110),  $a^1$  (101),  $e^1$  (011) (fig. 3 et 4).

M. Gourdon m'a signalé de la stilbite colorée en jaune par un enduit ferrugineux, dans les fentes des chistes feldspathisés de Castel-Viel.

La stilbite a été indiquée dans les fissures de schistes paléozoïques, à Saint-Mamet.

*Ariège.* Sur la route de Cazenave à Arnave (massif du pic Saint-Barthélemy) et à 2 km. environ de ce village, j'ai trouvé dans les fentes de gneiss (*B. S. M.* XII, 526, 1889) des fissures remplies par de la stilbite fibrolamellaire constituant des surfaces de plusieurs mètres carrés. Elle est d'une couleur blanc jaunâtre; les lames atteignent 1<sup>cm</sup> de longueur. Parfois, dans les géodes se rencontrent des masses flabelliformes à surfaces arrondies et brillantes (fig. 5). Elles rappellent celles de la stilbite d'Islande ou quelquefois des globules à fibres serrées analogues à ceux de la pufferite du Tyrol. Il existe en outre, dans ce gisement, un peu de heulandite, de laumontite.

Le même minéral se trouve en petits cristaux analogues à ceux de la région du Néouvielle, ainsi qu'en grandes lames sans formes nettes

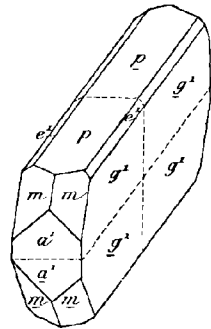


Fig. 4.  
Stilbite du Mail de Soulan.

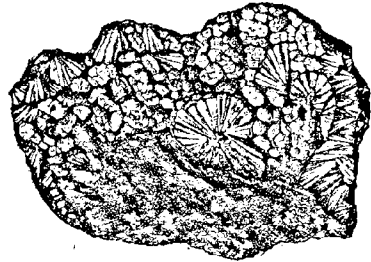


Fig. 5.  
Stilbite d'Arnave.

dans les schistes granulitisés du col de Girabal sur le flanc ouest du pic Saint-Barthélemy, où il accompagne la chabasie.

J'ai encore rencontré la stilbite dans les gneiss et les schistes paléozoïques de l'entrée du lac Naguille, dans la diorite et les schistes modifiés par elle du col de Terre-Noire et de la coume de Deilla d'Orlu<sup>1</sup> (lames blanches et très jolis cristaux transparents, fig. 3 et 4) et dans les schistes paléozoïques métamorphisés des environs d'Ax (Ascou, Savignac, etc.) où elle accompagne la laumontite, beaucoup plus abondante qu'elle.

Enfin, j'ai recueilli dans un couloir d'avalanche descendant du pic de Braceil, à environ 3 km. de la forge d'Orlu, un bloc curieux jaune, formé par des grains de diopside et de grenat englobés par de la stilbite qui, dans les cavités, s'isole en petits cristaux nets de la forme de ceux du mail de Soulan; ils sont de couleur jaunâtre et offrent des macles microscopiques remarquablement nettes.

**Alpes.** — *Massif du mont Blanc. Haute-Savoie.* La stilbite est connue depuis longtemps dans les fentes du granite (protogine) et des schistes cristallins du massif du mont Blanc (Soret, *Mém. soc. phys. et hist. nat. Genève*, 1822, 479; Brard, *Minéralogie*, 1838, 248, etc.). Favre l'a notamment signalée (*Descr. de la Savoie*, III, 68) avec fluorine, laumontite et scolécite.

J'ai donné plus haut l'analyse d'une stilbite en masses fibreuses blanches publiée par M. Cossa (*Acc. Lincei*, V, 87, 1880). Ce minéral a été recueilli avec de petits cristaux de heulandite dans les fissures (obliques à la schistosité) d'un gneiss du glacier de Miage, sur le versant qui va au Dôme du Gouter par l'aiguille Grise (alt. 3,700 m.)

*Isère.* La découverte de la stilbite dans l'Oisans est due à Schreïbert (in Haüy, *op. cit.*, III, 165). Ce minéral est assez abondant dans les fissures des schistes cristallins de la région du Bourg-d'Oisans et dans celles des granulites des environs de Saint-Christophe-en-Oisans (combe de la Selle, etc.). Il y forme des masses flabelliformes à sommets arrondis et brillants constitués par des cristaux lamelleux atteignant souvent 7<sup>cm</sup> de plus grande dimension. Ces échantillons sont souvent d'un jaune plus ou moins foncé.

1. Dans ces gisements il est évident que les zéolites se sont formées par altération sur place de la roche sous l'influence de l'eau des névés (voir à *laumontite*).

De fort beaux échantillons de stilbite d'un blanc jaunâtre ont été recueillis autrefois à la mine des Chalanches, près Allemont.

**Esterel** — *Var.* Je dois à l'obligeance de M. Nentien un intéressant échantillon de zéolites qu'il a recueilli dans une enclave homogène de la microgranulite à amphibole (porphyre bleu de Saint-Raphaël) de la carrière du Dramont près Agay. Une fissure de la roche est tapissée par des trapézoèdres d'analcime recouverts par des groupes flabelliformes de stilbite d'un blanc rosé, associés à de la laumontite et à de l'épidote.

2° *Dans les calcaires secondaires métamorphisés au contact de la lherzolite et des ophites, ainsi que dans les ophites elles-mêmes.*

**Pyrénées.** — La stilbite accompagne quelquefois la chabasic dans les fissures de calcaires et marnes calcaires métamorphisés par la lherzolite ; elle y est toujours beaucoup moins abondante que cette dernière zéolite. Elle se rencontre aussi dans les fentes des ophites.

*Landes.* De Charpentier a cité (*op. cit.* 495) la stilbite dans les fentes de l'ophite des environs de Dax.

*Haute-Garonne.* Aux environs de Saint-Béat, sur la route conduisant à Boutx et après avoir passé la tour de Lez, les grès et calcaires métamorphisés par l'ophite renferment dans leurs fissures de la stilbite lamellaire et de la chabasic ; les mêmes minéraux se trouvent dans les fentes de l'ophite elle-même.

J'ai rencontré des masses flabelliformes de stilbite dans les calcaires et les schistes micacés à dipyre de la route du col de Portet à Sengouagnet (non loin de leur contact avec la lherzolite du Tuc d'Ess) et notamment près de la coume de Bareilles ; elles y sont accompagnées par de la chabasic, de la laumontite et de la caleite.

*Ariège.* Au bois du Fajou, près Causou, et à l'Escourgeat (vallée de Suc), la stilbite se trouve sur les schistes micacés à dipyre en croûtes fibreuses mamelonnées à surface brillante, rappelant par leurs caractères extérieurs la *puflerite* du Tyrol. Ces petits mamelons de stilbite sont transparents ou translucides.

3° *Dans les roches volcaniques.*

**Algérie.** — *Alger.* Les labradorites du cap Bengut, près Dellys, contiennent des filonnets de stilbite lamellaire de 1<sup>cm</sup> d'épaisseur envi-

ron. Ce minéral ne se trouve pas dans les mêmes fentes que la thomsonite et l'analcime (Gentil, *B. S. M.* XVIII. 375. 1895).

4° *Dans les sources thermales actuelles.*

**Pyrénées.** — *Pyrénées-Orientales.* J. Bouis a observé dans la source thermique de la Cascade, à Olette, qui sourd au milieu du granite, la formation d'une croûte de 1 à 2<sup>mm</sup> d'épaisseur d'un minéral fibro-lamellaire blanc rougeâtre extérieurement, ayant la composition de la stilbite (analyse *c*). M. des Cloizeaux, qui a bien voulu me communiquer l'échantillon original de Bouis, a constaté que ce minéral possédait les propriétés optiques de la stilbite (*op. cit.*, I. 553). La température de la source d'Olette est de 78°.

Cette observation a un grand intérêt théorique en ce qu'elle vient corroborer les conclusions tirées de l'étude des nombreuses zéolites de Plombières.

*Gisements douteux.*

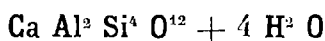
**Pyrénées.** — *Ariège.* De Charpentier a signalé (*op. cit.* 495) la stilbite dans les fissures des ophites de Rimont, de Saint-Girons, de la Bastide de Sérou. Le seul minéral que j'y ai rencontré est la *prehnite* lamellaire : il est probable que c'est ce minéral auquel de Charpentier a fait allusion.

**Plateau Central.** — La stilbite, si abondante dans les roches volcaniques d'Islande, des Feroë, etc., paraît ne pas exister dans les roches similaires d'Auvergne.

D'après M. Gonnard (*op. cit.*, 75), le minéral qui a été cité comme stilbite par l'abbé Lacoste au Mont-Dore, par Bouillet à Charade, à Montaudou et à Gergovia (*Puy-de-Dôme*), n'appartiendrait pas à cette substance.

M. Gonnard a bien voulu me faire savoir que les globules du puy de la Poix, qu'il avait attribués avec doute à la *puflérite*, sont constitués par de la calcédoine ; ils accompagnent la mésothype, la giobertite et la calcite dans une pépérite bituminifère.

## GISMONDINE



Monoclinique, pseudoquadratique.

*Macles et formes observées.* La forme adoptée ici est celle qui a été admise par M. Rinne (*Ber. Akad. Wissensch. Berlin*, 1027. 1890).

Les cristaux extérieurement pseudoquadratiques (fig. 1) sont formés par deux cristaux élémentaires  $e^1$  (011) maclés suivant un prisme voisin de  $90^\circ$ . Chacun de ces cristaux élémentaires est lui-même constitué par deux individus maclés suivant  $p$  (001).

Les angles suivants ont été mesurés par M. Gonnard sur les cristaux de Saint-Agrève :

$$\bar{e}^1 e^1 \text{ adj.} \quad 93^\circ 3' \text{ à } 93^\circ 11' \quad e^1 \bar{e}^1 \text{ opp.} \quad 120^\circ 24' \text{ à } 120^\circ 31'$$

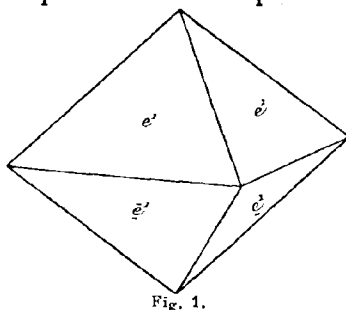


Fig. 1.  
Gismondine<sup>2</sup> (forme habituelle).

*Facès des cristaux.* Les cristaux de gismondine ont une forme constante, celle de pseudo-octaèdres quadratiques (fig. 1), dont l'étude optique montre toute la complexité de structure intérieure.

Fréquemment, l'on constate à l'œil nu que ces cristaux sont formés par la réunion d'un très grand nombre d'individus ayant la même forme; ils sont groupés à axes parallèles. Leurs faces sont alors rugueuses et trahissent la nature polysynthétique de l'assemblage. Les cristaux de gismondine de Saint-Agrève sont souvent empilés suivant leur axe vertical (Gonnard).

*Clivages.* Il n'existe pas de clivage. Cassure inégale.

*Dureté.* 4,5.

*Densité.* 2,265.

*Coloration et éclat.* Incolore ou blanche. Éclat vitreux. Transparente ou translucide.

*Altérations.* Les cristaux de gismondine comme ceux d'apophyllite

1. La face supérieure de gauche doit être notée  $\bar{e}^1$  au lieu de  $e^1$ .

deviennent parfois troubles, laiteux ou opaques, par suite d'un commencement d'altération. Cette transformation ne s'observe souvent que sur une partie des cristaux.

*Propriétés optiques.* M. des Cloizeaux a démontré (*B. S. M.* VI. 301. 183 et VII. 135. 1884) que la gismondine est formée par des groupements d'individus monocliniques.

D'après M. Rinne, la bissectrice aiguë *négative* ( $n_p$ ) est perpendiculaire à  $g^1$  (010);  $n_g$  est sensiblement normal à  $h^1$  (100).

Dans les sections parallèles à la base de la pyramide (fig. 1), on observe quatre secteurs ayant deux à deux la même orientation optique. Les deux premiers secteurs s'éteignent à  $5^\circ$  des autres.

Les sections parallèles aux faces de la pyramide montrent des plages respectivement perpendiculaires à  $n_g$  et à  $n_p$ .

$$2 V = 82^\circ \text{ à } 83^\circ; \quad n_m = 1,5385 \text{ (M. Rinne).}$$

M. Rinne a fait voir en outre que, sous l'influence de la chaleur, le minéral devient orthorhombique; la bissectrice aiguë *négative* ( $n_p$ ) est alors parallèle à l'axe vertical.

$$2 H = 24^\circ 57' \text{ (vert).}$$

Je n'ai pu avoir à ma disposition d'assez gros cristaux de gismondine des gisements français pour pouvoir étudier leurs propriétés optiques.

*Composition chimique.* La formule  $(Ca Al^2 Si^4 O^{12} + 4 H^2 O)$  correspond à la composition suivante :

Si O <sup>2</sup> .....	34,3
Al <sup>2</sup> O <sup>3</sup> .....	29,1
Ca O.....	16,0
H O.....	20,6
	100,0

Une quantité de calcium, variable avec les échantillons analysés, est remplacée par du potassium.

*Essais pyrognostiques.* A  $100^\circ$ , la gismondine perd un tiers de son eau et devient blanche et opaque.

Au chalumeau, elle blanchit, gonfle et fond en un émail blanc : elle est décomposée par l'acide chlorhydrique en faisant gelée.

*Diagnostic.* La forme extérieure ne permet de confondre la gismondine avec aucune autre zéolite.

## GISEMENTS ET ASSOCIATIONS

La gismondine est une des zéolites les plus rares de l'Auvergne; elle s'y rencontre exclusivement dans les cavités du basalte : elle y est le plus généralement associée à la christianite, à la chabasia, à la sidérose, etc.

**Plateau Central.** — *Ardèche.* Le gisement de gismondine le plus remarquable à signaler est celui qui a été décrit par M. Gonnard (*B. S. M.* XVIII. 30. 1894). Il se trouve à 2 kilomètres de Saint-Agrève, sur la route de Labâtie d'Andaure, au lieu dit Chabane (à 500 ou 600 mètres de la route). Le basalte y a été exploité sporadiquement pour l'empierrement des routes; il renferme de rares vacuoles, toujours de petite taille, qui sont tapissées de cristaux octaédriques de gismondine, limpides sur les bords et opaques au centre. Souvent aussi, ces cristaux sont complètement laiteux; ils n'ont jamais plus de 2<sup>mm</sup>.

La gismondine de ce gisement est associée à la christianite, à la thomsonite, à la sidérose; elle est de formation postérieure à celle de la christianite, mais elle est plus ancienne que la thomsonite; elle est parfois recouverte par de la hyalite.

*Puy-de-Dôme.* La gismondine est rare à Gignat près Issoire (plateau de la Chaux de Bergonne); elle forme dans les cavités du basalte doléritique des croûtes cristallines constituées par l'empilement de petits octaèdres blancs à faces rugueuses.

Bien que la christianite se trouve abondamment dans la même roche, ces deux zéolites remplissent des géodes distinctes (Gonnard, *C. R.* XCVIII. 1067. 1884).

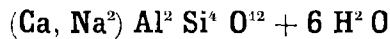
*Loire.* C'est aussi M. Gonnard qui a signalé (*C. R.* XCVIII. 841. 1884) dans le basalte du bois de Verrière (sur la route de Montbrison à Saint-Anthème) l'existence de cristaux octaédriques rugueux de gismondine, associés à la christianite, la mésotype, la thomsonite, la calcite. Ils sont formés par l'empilement à axes parallèles d'un grand nombre de petits cristaux.

### *Gisement incertain.*

**Vosges.** — M. Daubrée a signalé avec réserve (*B. S. G.* XVI. 579. 1859) l'existence de cristaux de gismondine en petits globules cristallins recouvrant la chabasia, etc., au milieu des bétons romains immergés dans les sources thermales de Plombières (voir à *chabasia*).

Je n'ai pu trouver de gismondine dans les échantillons de ce gisement que M. Daubrée a bien voulu me confier.

### CHABASIE



Pseudorhomboédrique.  $pp = 94^\circ 46'$  (Phillips).

Angle plan du sommet du rhomboèdre =  $94^\circ 24' 2''$ .

$$[a : c = 1 : 1,0860]$$

*Formes observées.*  $p$  ( $10\bar{1}1$ ),  $b^1$  ( $01\bar{1}2$ ),  $e^1$  ( $02\bar{2}1$ ),  $b^2$  ( $11\bar{2}3$ ),  $e^{1/5}$  ( $02\bar{2}3$ ).

*Macles.* 1° Macles par pénétration très communes avec rotation de  $60^\circ$  autour de l'axe ternaire (fig. 9 et 10) : elles donnent parfois des cristaux à formes très régulières, complètement dépourvus d'angles rentrants (fig. 7 et 8) (*phacolite*);

2° Macles par accolement suivant  $p$  ( $10\bar{1}1$ ) (fig. 6).

Les angles marqués M L. ont été mesurés par M. Michel-Lévy sur les cristaux de phacolite de Périer (*B. S. M.*, X. 69. 1887).

Angles calculés mesurés		Angles calculés mesurés		Angles calculés
$pa^1$	128°34'	$pb^2$ adj.	154°26'	Macles par pénétration.
$a^1 e^1$	111°45'	$pb^1$ adj.	137°23'	$b^1 \bar{b}^1$ opp. sur $a^1$
$pb^1$ opp.	96°29'	$b^2 b^1$ adj.	162°57'	$p\bar{p}$ sur $a^1$
$pe^1$ opp.	60°19'	$*pp$ culm.	94°46'	$e^1 \bar{e}^1$ sur $a^1$
$b^1 e^1$ adj.	143°50'	$b^2 b^2$ culm.	145°54' 145°22' M L.	$p\bar{p}$ adj.
		$b^1 b^1$ culm.	125°13'	(macle suivant $p$ )
		$e^1 e^1$ culm.	72°53'	$p\bar{p}$ rentr.
				171°48'

*Facies des cristaux.* Les cristaux de chabasie peuvent se rapporter à deux types distincts. Dans l'un, le rhomboèdre  $p$  ( $10\bar{1}1$ ) existe seul ou domine. Les cristaux sont simples ou maclés [par pénétration ou suivant  $p$  ( $10\bar{1}1$ )].

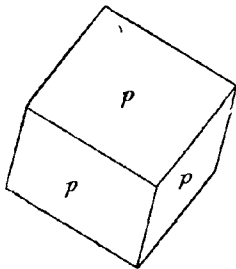


Fig. 1.

Chabasie (forme commune).

Dans le second type, les cristaux sont toujours maclés par pénétration et souvent sans angles rentrants. Ils présentent les faces  $b^2$  ( $11\bar{2}3$ ) dominantes avec  $e^1$  ( $02\bar{2}1$ ) (fig. 8 et 9) plus rarement  $e^{1/5}$  ( $02\bar{2}3$ ).

Afin d'éviter les répétitions, je désignerai sous le nom de *phacolite* les cristaux de ce second type ; dans les gisements



français, ils offrent parfois la plus grande analogie avec la *seebachite* de Richmond (Victoria); je n'ai pas observé les cristaux hexagonaux aplatis suivant  $a^1$  (0001) du type de la *herschelite* de Sicile. C'est peut-être à cette variété qu'il y a lieu de rapporter l'offrétite décrite plus loin.

Les faces  $p$  et  $b^2$  sont fréquemment striées parallèlement à leur intersection mutuelle :  $b^2$  est striée parallèlement à son intersection avec  $b^1$ .

*Clivages.* Clivage  $p$  (10 $\bar{1}$ 1) distinct. Cassure inégale.

*Dureté.* 4 à 7. Fragile.

*Densité.* 2,08 à 2,17; 2,080 Murat, 2,084 Lherz, 2,087 bois du Fajou, 2,092 Araules, 2,096 Pouzac, 2,097 Montcharret.

*Coloration et éclat.* Incolore, blanc plus ou moins laiteux, jaune ou rouge clair. Éclat vitreux très vif. Transparente ou translucide.

*Propriétés optiques.* L'examen des propriétés optiques montre que le réseau de la chabasia n'est pas rhomboédrique et que ses rhomboèdres sont toujours constitués par des groupements intimes d'individus probablement tricliniques.

M. Becke interprète les propriétés optiques de la chabasia de la façon suivante : les rhomboèdres sont constitués par un ou plusieurs individus tricliniques; chacun d'eux est clivable suivant trois plans, correspondant aux clivages rhomboédriques et pouvant être notés  $p$  (001),  $h^1$  (100),  $g^1$  (010) pour chaque individu composant. Ceux-ci sont maclés entre eux, suivant les faces  $m$  (1 $\bar{1}$ 0) et suivant  $t$  (110), faisant entre elles un angle de 118°5'.

Ces cristaux élémentaires tricliniques peuvent être groupés de trois façons différentes, suivant que ce sont leurs faces  $p$  (001),  $h^1$  (100), ou  $g^1$  (010) qui constituent les faces extérieures du pseudo-rhomboèdre. Le dernier cas est très rare.

Dans tous ces cristaux, quel que soit leur type, la bissectrice aiguë est plus ou moins voisine de l'axe vertical pseudoternaire, mais elle est tantôt positive et tantôt négative.

L'angle des axes  $2V$  est variable.

*Type I* (faces  $p$  extérieures). Une section perpendiculaire à l'axe pseudoternaire montre une division en six secteurs, qui s'éteignent deux à deux symétriquement par rapport à leur ligne de jonction suivant la trace du plan des axes optiques (fig. 2). La bissectrice est *positive* (Rinne et Brauns).

Une section parallèle à une face rhomboédrique montre une division en deux plages avec extinction symétrique de  $9^{\circ}$  à  $10^{\circ}$  par rapport à

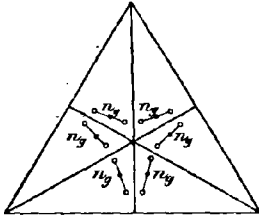


Fig. 2.  
Section  $a^1$  (0001) du type I.

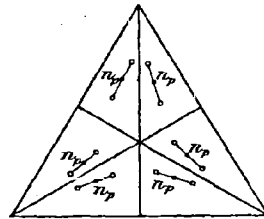


Fig. 3.  
Section  $a^1$  (0001) du type II.

leur ligne de jonction (fig. 4). Ce type est le plus fréquent dans les chabasies françaises, et notamment dans celles des Pyrénées.

*Type II* (faces  $h^1$  (100) extérieures). La fig. 3 donne la disposition du plan des axes optiques dans les six secteurs parallèles à leur base. La bissectrice est *negative* (Rinne et Brauns).

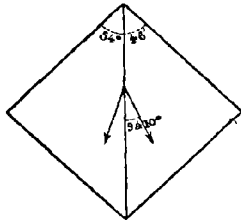


Fig. 4.  
Face  $p$  (1011) du type I.

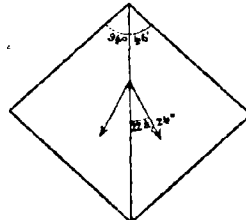


Fig. 5.  
Face  $p$  (1011) du type II.

L'angle d'extinction atteint  $24^{\circ}$  dans les sections parallèles à une face rhomboédrique (fig. 5).

*Type III* (faces  $g^A$  (010) extérieures). L'angle d'extinction dans les sections parallèles à une face rhomboédrique est de  $46^{\circ}$  environ.

Mallard, puis M. Klein, ont pensé que la variation des propriétés optiques de la chabasia était en relation avec la teneur en eau.

M. Rinne (*op. cit.*) a étudié en détail l'action de la chaleur sur les propriétés optiques de ce minéral. D'après lui, les chabasies positives deviennent négatives quand, après avoir été chauffées, elles ont perdu de l'eau. Une augmentation de chaleur rend plus grande la biréfringence : la substance est alors positive. Il serait donc intéressant de rechercher la quantité d'eau respectivement contenue dans les variétés de chabasia naturellement positives et négatives.

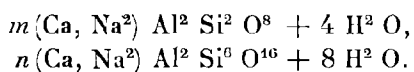
Les indices suivants ont été mesurés par M. E. Bertrand sur une chabasie positive :

$$\begin{aligned} n_g &= 1,488; \\ n_p &= 1,485; \\ n_g - n_p &= 0,003 \text{ environ.} \end{aligned}$$

*Composition chimique.* La formule  $(\text{Ca}, \text{Na}^2) \text{Al}^2 \text{Si}^4 \text{O}^{12} + 6 \text{H}^2 \text{O}$  correspond à la composition suivante : *a*), si Ca est seul, *b*), si Ca et Na<sup>2</sup> sont dans le rapport de 1 : 1.

	a)	b)
SiO <sup>2</sup> .....	47,4	47,2
Al <sup>2</sup> O <sup>3</sup> .....	20,2	20,0
CaO.....	11,1	5,5
Na <sup>2</sup> O.....	»	6,1
H <sup>2</sup> O.....	21,3	21,2
	<hr/> 100,0	<hr/> 100,0

La composition de beaucoup de chabasies s'éloigne de celles données par les analyses ci-dessus. M. Streng explique ces variations en admettant que ces minéraux sont le résultat du mélange isomorphe des deux composés suivants :



La formule donnée plus haut correspond au cas particulier

$$m : n = 1 : 1.$$

M. Damour a montré que la chabasie perd 7,2 % de son poids après mois d'exposition à l'air sec; elle compense sa perte (avec excès de 0,15 %, après quelques mois d'exposition à l'air libre).

Elle perd 2,75 % à 100° C., 14 % à 180°, 17 % à 230°, 19 % à 300°. Au rouge sombre, la perte est de 21 % et de 24 % au rouge vif. Le minéral se gonfle alors et fond.

*Essais pyrognostiques.* Au chalumeau, fond en bouillonnant en un verre plus ou moins opaque. Décomposée par l'acide chlorhydrique avec dépôt de silice floconneuse.

*Diagnostic.* La forme extérieure rhomboédrique et les propriétés optiques sont très caractéristiques de la chabasie.

### GISEMENTS ET ASSOCIATIONS

La chabasia est, de toutes les zéolites, celle qui, en France, se rencontre dans le plus de gisements différents ; les espèces qui l'accompagnent varient avec la nature de ceux-ci. Je la considérerai successivement :

- 1° Dans les roches éruptives ;
- 2° Dans les roches sédimentaires métamorphisées au contact des roches éruptives ;
- 3° Dans les fentes des schistes cristallins ;
- 4° Dans les sources thermales actuelles, comme produit de formation récente.

1° *Dans les roches éruptives.*

a) *Dans les roches volcaniques.*

Dans les roches volcaniques, la chabasia est le plus souvent associée à la christianite. C'est dans les gisements de ce genre qu'elle présente le plus de formes variées se rapportant à l'un ou à l'autre des types établis plus haut.

α) Dans les basaltes, les labradorites et les andésites.

C'est exclusivement dans ces roches que j'ai rencontré la variété *phacolite* qui paraît n'accompagner que rarement les rhomboédres simples de chabasia. Dans les gisements français, ces derniers sont les plus fréquents.

**Plateau Central.** — *Ardèche.* Faujas de Saint-Fond parle de la chabasia (zéolite cubique) de Rochemaure, dans son mémoire sur la zéolite (*Descr. géol. du Vivarais et du Velay*, 1778) et dans sa *Minéralogie des volcans* (1784).

J'ai rencontré ce minéral associé à la christianite de Saint-Jean-le-Centenier. Elle constitue des cristaux de 2<sup>mm</sup> de diamètre, offrant la forme de la phacolite (fig. 7) ; leur sommet est généralement très arrondi. La chabasia existe aussi dans les basaltes des environs d'Aubenas.

*Haute-Loire.* J'ai signalé (*B. S. M.* XIV. 323 1891) les gisements d'Araules (petit col creusé dans les basaltes scoriacés, sur le chemin du village à Courcoules) et de la Croix des Boutières, au sud du Mézenc (dans labradorite scoriacée) découverts par M. Boule (*B. C. F.* n° 28,

p. 89 et 124. 1892). Les cristaux sont extrêmement abondants et d'une limpidité parfaite, surtout dans le premier gisement, où la macle suivant  $p$  ( $10\bar{1}1$ ) n'est pas très rare (fig. 6).

D'après les indications verbales que m'a données M. Boule, la chabasie est fréquente dans les scories basaltiques du Velay. Pascal l'a signalée à Touraine, dans le basalte de l'Aubépin, de Saint-Pierre-Eynac, de Foyes, de Coulon (associée à la mésoïtype).

*Cantal.* Un des plus beaux gisements de chabasie d'Auvergne est celui des environs de Murat (talus du chemin forestier d'Empalat, à quelques mètres de son point de jonction avec la route d'Albepierre); j'y ai été conduit par M. Fouqué.

Le tuf basaltique de ce gisement est constitué par des scories rouges extrêmement bulleuses, dont toutes les cavités sont remplies de rhomboédres de chabasie atteignant  $4^{\text{mm}}$ ; ils sont incolores, transparents ou d'un blanc laiteux et extraordinairement abondants. Je n'y ai rencontré que le rhomboédre  $p$  ( $10\bar{1}1$ ) avec de très fréquentes macles par pénétration (fig. 10).

Un gisement qui mériterait d'être étudié est celui de la descente du Meynial à la Vaissière, près Murat. J'ai, en effet, observé sur des échantillons d'andésite à hornblende, recueillis autrefois par M. Fouqué, des cristaux de phacolite d'environ  $4^{\text{mm}}$ , présentant les combinaisons  $b^2$  ( $11\bar{2}3$ ) et  $e^1$  ( $02\bar{2}1$ ) (fig. 7), avec parfois  $e^{1/3}$  ( $02\bar{2}3$ ). Leur sommet est arrondi, les faces triangulaires  $e^{1/3}$  présentent une structure en escalier trahissant la structure polysynthétique des cristaux.

D'après les indications que m'a données M. Rames, la chabasie est abondante dans le basalte miocène des environs d'Aurillac (La Condamine, etc.). Dufrénoy et Élie de Baumont l'ont déjà signalée à la porte d'Aurillac, sur la route de Vic-sur-Cère, avant d'arriver à la Maison Neuve. On trouve aussi ce minéral dans le basalte du puy Mary.

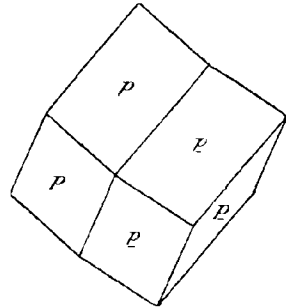


Fig. 6.

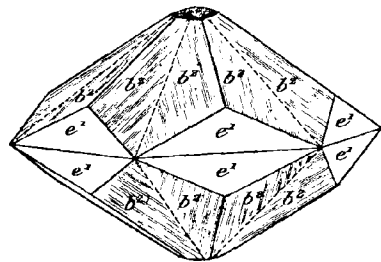
Macle par accolement suivant  $p$  ( $10\bar{1}1$ ).

Fig. 7.

Chabasie (phacolite), macle par pénétration sans angle rentrant (Meynial).

*Puy-de-Dôme.* La chabasia ne se rencontre que dans un petit nombre de gisements du Puy-de-Dôme et presque toujours sous forme de *phacolite*.

Les basaltes de Périer, près Issoire, renferment un gisement de zéolites fort remarquable découvert par M. Munier-Chalmas et étudié par M. Michel-Lévy (*B. S. M. X.* 69. 1887). Il se trouve au milieu d'une futaie, à l'ouest du ravin des Roches, dans une coulée intercalée entre un cordon de galets roulés et les alluvions fluviales de la base du pliocène moyen. La chabasia est associée à la mésotype, à la christianite, ainsi qu'à de la calcite et à de la hyalite. Elle se présente souvent dans des géodes, où elle est complètement seule, la christianite remplissant des géodes spéciales.

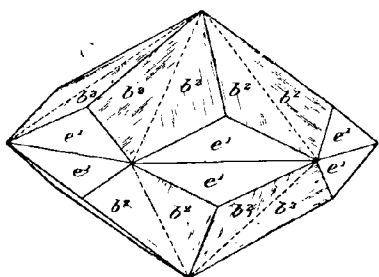


Fig. 8.  
Phacolite de Périer.

Dans ce gisement, la chabasia se présente exclusivement sous forme de *phacolite* (fig. 8), les cristaux ayant leurs sommets remarquablement vifs, ce qui n'a pas lieu généralement dans les autres gisements auvergnats. Les formes dominantes sont  $b^2(11\bar{2}3)$  avec  $e^1(02\bar{2}1)$  et parfois  $p(10\bar{1}1)$  accessoire. Les faces  $b^2$  appartenant à deux individus contigus sont souvent séparées par une gouttière très apparente. Ces cristaux atteignent  $4^{\text{mm}}$  de plus grande dimension.

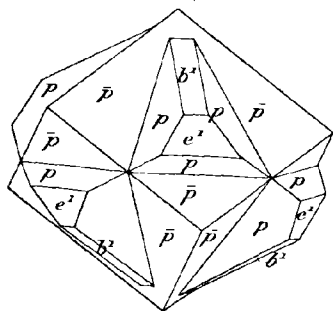


Fig. 9.  
Macle par pénétration de la chabasia de Gignat.

Dans ce gisement, la chabasia se présente exclusivement sous forme de *phacolite* (fig. 8), les cristaux ayant leurs sommets remarquablement vifs, ce qui n'a pas lieu généralement dans les autres gisements auvergnats. Les formes dominantes sont  $b^2(11\bar{2}3)$  avec  $e^1(02\bar{2}1)$  et parfois  $p(10\bar{1}1)$  accessoire. Les faces  $b^2$  appartenant à deux individus contigus sont souvent séparées par une gouttière très apparente. Ces cristaux atteignent  $4^{\text{mm}}$  de plus grande dimension.

La phacolite a été signalée par M. Gonnard à la surface des cristaux altérés de mésotype du puy de Marman. Le même savant l'a trouvée en abondance dans les géodes du basalte de Gignat (Chaux de Bergonne), où elle accompagne et recouvre la gonnardite et la christianite (*op. cit.*, 66); plus rarement, dans le même gisement, on rencontre des rhomboèdres de cha-

basie. La fig. 9 empruntée à M. Schrauf représente la forme de cristaux qui m'ont été remis par M. Bouhard.

J'ai observé des cristaux de phacolite semblables à ceux de Gignat dans les échantillons de basalte du puy de Chalus près Cournon, que m'a donnés M. Bouhard. Les roches de ce gisement ressemblent beaucoup à celles de Gignat. Les rhomboédres, très striés, présentent avec une grande fréquence  $e^1$  ( $02\bar{2}1$ ) avec ou sans  $b^1$ .

C'est sous la forme de rhomboédres simples que ce minéral accompagne très rarement la christianite à la surface des enclaves du basalte de Prudelles (Gonnard, *C. R.* CIV. 719. 1887).

La chabasia existe probablement aussi à Montaudou et à Gergovia.

*Loire.* La christianite et l'offrétite du mont Simiouse, près Montbrison, sont accompagnées de rhomboédres le plus souvent groupés de chabasia limpide, parfois maclés suivant  $p$  ( $10\bar{1}1$ ).

*Vosges.* Dans la note citée plus haut au sujet de la mésotype, Lebrun a signalé l'existence de la chabasia dans la néphéline d'Essey-la-Côte (sommet de la Croix).

**Réunion.** — La chabasia a été signalée pour la première fois en 1776, dans les cavités du basalte de la Réunion, par Pasumot (*in* Faujas de Saint-Fond, *op. cit.*). Les échantillons que j'ai examinés ont été recueillis par Leschenault de La Tour et par M. Vélain. Ce sont de gros rhomboédres incolores et transparents, quelquefois blanc laiteux, simples ou maclés par pénétration. Ils atteignent 8<sup>mm</sup> et présentent parfois la base  $p$  ( $0001$ ) avec (fig. 11) ou sans  $b^1$  et  $e^1$  ( $02\bar{2}1$ ); ils sont souvent maclés par pénétration (fig. 9).

**Madagascar.** — J'ai observé de petits rhomboédres limpides de chabasia dans un basalte provenant des environs de Mevatanana. Il est probable que le même minéral abonde dans les basaltes de l'île et particulièrement dans ceux du Nord et du Nord-Est, dans lesquels ont été signalées des zéolites sans autre spécification.

**Iles Kerguelen.** — Les basaltes doléritiques des îles Kerguelen renferment de la chabasia (mont Moseley, Hafeninsel, Sonntagshafen, Palliserhafen), souvent associée à de la heulandite, à de l'analcime, de la calcite, de la calcédoine, du quartz, etc.

β) Dans les trachytes.

La chabasia est beaucoup moins abondante dans les trachytes que

dans les roches volcaniques plus basiques; elle n'a été jusqu'à présent rencontrée que dans ceux de la Haute-Loire.

**Plateau Central.** — *Haute-Loire.* Pascal a indiqué l'existence de la chabasia dans le trachyte du Gerbison et de Monnedeyre, où elle est accompagnée de mésotype.

M. Gonnard a trouvé des rhomboèdres de chabasia parfaitement limpides et parfois rosés, de 3 à 4<sup>mm</sup> de côté, à la surface d'enclaves granitiques (en partie fondues) du trachyte de la Prade (dit du Mont-charret), près du hameau de Boussoulet. La chabasia y est associée à du quartz hyalin, de la tridymite, de la christianite, etc.

b) *Dans les roches éruptives non volcaniques.*

Les granites basiques et les ophites des Pyrénées renferment parfois de la chabasia dans leurs parties altérées. Dans ces dernières roches, la formation de ce minéral est consécutive de la transformation du feldspath en dipyre. Il est probable que la chabasia s'est produite aux dépens du dipyre.

**Pyrénées.** — *Hautes-Pyrénées.* Des rhomboèdres blancs de chabasia ont été trouvés par M. Frossard dans les fentes de l'ophite de Pouzac.

*Haute-Garonne.* Le gisement le plus intéressant à ce point de vue se trouve sur le chemin de Saint-Béat à Boutx. L'ophite qui affleure au voisinage de Lez et qui a été entaillée il y a quelques années pour la rectification du chemin, m'a fourni de fort jolis rhomboèdres de chabasia, qui sont surtout abondants dans les parties très dipyrisées de la roche. Ils sont parfois accompagnés de lamelles de stilbite.

*Ariège.* J'ai recueilli des cristaux de chabasia sous les névés du versant N.-E. du col de Terre-Noire (entre le lac Naguille et la coume de Deilla). Elle s'y forme dans les fissures d'un granite endomorphisé et des schistes modifiés par elle (voir à *laumontite*).

2° *Dans les roches métamorphosées par les roches éruptives.*

**Pyrénées.** — Depuis quelques années, j'ai découvert dans les Pyrénées un grand nombre de gisements de chabasia dans lesquels ce minéral, parfois associé à d'autres zéolites (stilbite, laumontite, thomsonite, rarement christianite), tapisse les fentes, soit des calcaires et marnes calcaires métamorphosés au contact immédiat de la lherzolite, soit des calcaires à dipyre moins transformés et situés à une certaine distance de la roche éruptive. Ce genre de gisement peut fournir de



très remarquables échantillons de collection (*C. R.* CXV. 377. 1892 et *B. C. F.* n° 42. 1895).

La chabasia est aussi fréquente dans les fentes des calcaires et des schistes modifiés par le granite.

*Haute-Garonne.* Les calcaires et schistes micacés, que la route de Sengouagnet à Portet coupe au voisinage de la lherzolite du Tuc d'Ess, renferment de très jolis rhomboédres de 4<sup>mm</sup> blanc laiteux de chabasia, particulièrement entre la coume de Bareille et le col de Portet. Ils sont associés à de la calcite, de la laumontite, de la stilbite. La chabasia est plus rare dans les roches métamorphiques du Tou, au contact immédiat de la lherzolite.

*Ariège.* J'ai recueilli des cristaux de chabasia atteignant 1<sup>cm</sup> dans les fissures des schistes micacés et des calcaires à dipyre du port de Saleix. Le même minéral, en très petits cristaux limpides, y est très abondant, et l'on peut aisément en recueillir au pied du port où de profondes déchirures, creusées dans les assises métamorphiques très fragiles, apportent de nombreux blocs de roches des hauteurs. Pour trouver ces échantillons en place, il faut grimper sur les rochers du flanc nord de la vallée du Saleix; la chabasia est presque exclusivement cantonnée dans les assises noires fossilifères du lias moyen, elle est accompagnée de calcite.

La chabasia forme toujours des cristaux limpides dans les cornéennes, les roches amphiboliques et surtout les schistes micacés au contact de la lherzolite de l'Escourgeat et de divers points de la forêt de Freychinède dans la vallée de Suc, de Lordat (à la limite de ce village et de celui de Lordat), du bois du Fajou près Caussou. Dans ces diverses roches, il existe des géodes produites par la dissolution de la calcite ayant échappé à la silicatisation. La chabasia y recouvre le mica, le dipyre, le pyroxène, l'amphibole, etc. Dans les schistes micacés, elle tapisse fréquemment des surfaces continues de plusieurs décimètres carrés; ses cristaux ont de 2 à 4<sup>mm</sup>. La forme unique est le rhomboédre primitif, quelquefois maclé suivant  $p$  (10 $\bar{1}$ 1).

A l'Escourgeat et au bois du Fajou, on trouve, avec la chabasia, de la thomsonite, de la christianite, de la stilbite. Ces zéolites sont en très petite proportion relativement à la chabasia; la stilbite existe seule avec la chabasia à Lordat.

Enfin, à Prades, la chabasia se rencontre en très petits cristaux incolores dans les calcaires à dipyre; ils sont associés à de la calcite

ainsi qu'à des cristaux de hornblende et de dipyre. Ceux-ci sont mis en relief par la dissolution superficielle des calcaires métamorphiques.

J'ai trouvé la chabasia en extrême abondance dans les fentes de calcaires et schistes paléozoïques métamorphisés par le granite du Paraou, du roc Blanc, de Baxouillade (montagnes d'Orlu et de Mijanès).

### 3° Dans les fentes des schistes cristallins.

J'ai découvert quelques remarquables gisements de chabasia dans les fissures des schistes cristallins des Pyrénées. C'est eux qui fournissent les plus beaux cristaux de chabasia que j'ai à citer dans cet ouvrage. Les zéolites qui les accompagnent ne sont pas celles qui forment les satellites de la chabasia dans les roches volcaniques du Plateau Central; ce sont la stilbite, laheulandite, la laumontite et l'analcime. La chabasia ne s'y rencontre pas sous forme de phacolite.

**Pyrénées.** — *Basses-Pyrénées.* J'ai trouvé en abondance la chabasia dans les déblais du tunnel de Cambo :

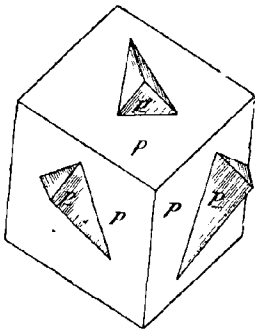


Fig. 10.

Chabasia maclée par pénétration.

1° Dans des fentes perpendiculaires à la schistosité des gneiss peu altérés. Des surfaces de plusieurs mètres carrés sont recouvertes de cristaux de chabasia ayant souvent plus de 1<sup>cm</sup> 5. Ces cristaux sont seuls ou associés à de la calcite.

2° Dans des géodes très irrégulières creusées dans les gneiss très altérés. Les cristaux y sont de plus petite taille, implantés sur de l'analcime et accompagnés par de la heulandite, plus rarement par de la stilbite, de la calcite, de la pyrite. Tous ces cristaux quelquefois colorés en jaune par des infiltrations ferrugineuses sont généralement blancs et plus ou moins opaques. Leur opacité augmente dans les blocs exposés aux intempéries atmosphériques. Ce fait peut être notamment constaté dans les déblais du tunnel rejetés sur les bords de la Nive. Les formes de ces cristaux sont  $p$  ( $10\bar{1}0$ ), avec rarement  $b^1$  ( $01\bar{1}2$ ) (fig. 11).

3° Dans les fissures de corrosion des cipolins, des gneiss pyroxéniques et amphiboliques coupés par le tunnel; on rencontre en abon-

dance des blocs de ces roches entre le tunnel et la Nive. Les lits minces de calcite des gneiss basiques ont été dissous par les circulations d'eau et ont laissé ainsi des géodes peu profondes, que suivent les sinuosités du rubanement de la roche.

On y trouve de très jolis rhomboédres transparents de chabasié ayant en moyenne de 2 à 3<sup>mm</sup>, suivant une arête rhomboédrique; ils sont implantés sur les minéraux du gneiss et associés à de la pyrite cubique, à de l'épidote, etc. Je n'ai observé que le rhomboédre primitif et très rarement les macles suivant  $p$  (001) (fig. 6).

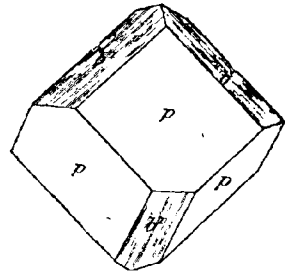


Fig. 11.  
Chabasié de Gambo.

*Ariège.* La chabasié en rhomboédres accompagne la stilbite de la route d'Arnavé à Cazenave, ainsi qu'au col de Girabal (massif du Saint-Barthélemy); ils se trouvent au col même, mais surtout à quelques mètres au-dessous, sur le versant N.-E.

Le ruisseau du Bastard, qui, descendant du port de Massat, vient rejoindre le ruisseau de Massat un peu au-dessous de l'étang de Lherz, est creusé dans un gneiss à grenat qui alterne avec des granulites et des amphibolites riches en dipyre. Toutes ces roches sont fort altérées et, à la hauteur de l'étang de Lherz, absolument imprégnées de chabasié. Les blocs, que l'on fait facilement ébouler des parois du ravin, sont souvent complètement entourés de cristaux de ce minéral, comme si on les avait laissés séjourner dans un cristalliseur de sucre candi. Ces cristaux ne dépassent guère 5<sup>mm</sup> et sont généralement plus petits; ils présentent le rhomboédre primitif avec parfois la macle suivant  $p$  (10 $\bar{1}$ 1). Ce gisement, que j'ai découvert l'an dernier, est le plus abondant de ceux des Pyrénées. La chabasié y est évidemment de formation actuelle et produite par l'action du ruissellement des eaux sur les roches du lit du ravin, en dehors duquel elle n'existe pas.

4° *Dans les sources thermales actuelles, comme produit de formation récente.*

La chabasié se rencontre avec d'autres zéolites moins abondantes qu'elle, comme produit de formation actuelle dans les ciments et briques d'anciens ouvrages romains immergés dans des sources thermales.

Elle s'y présente toujours sous forme de rhomboédres dépourvus de modifications; les macles par pénétration (fig. 10) sont fréquentes.

**Vosges.** — Le gisement le plus célèbre est celui de Plombières, décrit par M. Daubrée (*C. R.* XLVI. 1086. 1858 et *B. S. G.* XII. 562. 1859). Il a été découvert au cours de travaux qui ont mis à jour des bétons romains, destinés au captage de la source thermale. Sous l'action de celle-ci, le ciment de ce béton, ainsi que les briques, ont été en partie transformés. De nombreuses zéolites se sont produites dans les cavités du béton et dans les soufflures des briques. Les cristaux de chabasia en rhomboèdres isolés ou maclés par pénétration sont parfois absolument limpides, tantôt très adhérents à la brique, tantôt formant dans les cavités du béton des enduits d'une délicatesse extrême. Ils atteignent 2<sup>mm</sup> et sont associés à de la christianite, à de la calcite, etc.

Les eaux thermales de Plombières sont chlorurées et sodiques, leur température est de 70° C.

**Champagne.** — *Haute-Marne.* La chabasia et la christianite ont été signalées par M. Daubrée (*A. M.* VIII. 439. 1876) dans les cavités des briques d'un puisard romain des sources de Bourbonne-les-Bains (eaux chlorurées et sulfato-alkalines, température 58° à 68° C.).

**Vosges.** — *Haute-Saône.* Des cristaux de chabasia ont été trouvés, dans les mêmes conditions qu'à Plombières (Daubrée, *B. S. G.* XVIII. 109. 1860), dans un béton romain, aux sources thermales de Luxeuil (température de 46° C.). Les cristaux formés dans les cavités des briques sont fort nets, mais plus petits que ceux de Plombières.

**Algérie.** — *Oran.* Les mêmes associations minéralogiques ont été signalées dans les bétons romains des environs d'Oran (Daubrée, *C. R.* LXXXIV. 157. 1877).

### OFFRÉTITE

Pseudorhomboédrique ou pseudohexagonal.

*Formes observées.*  $a^4$  (0001),  $m$  (10 $\bar{1}$ 0).

*Macles.* Groupements intérieurs faisant penser que le réseau est orthorhombique. Groupements orthogonaux de deux prismes.

*Facès des cristaux.* L'offrétite se montre en très petits prismes hexagonaux. La base est souvent creuse et le prisme arrondi en forme

de barillet, rappelant les cristaux de campylite. Les faces du prisme sont striées verticalement. Le plus souvent, ces prismes se réunissent pour former des sphérolites à surface hérissée de pointes cristallines.

*Clivages.* Clivage prismatique. Cassure vitreuse.

*Dureté.* Très fragile.

*Densité.* 2,13 (Gonnard).

*Coloration et éclat.* Incolore. Éclat vitreux. Transparente.

*Propriétés optiques.* Les cristaux couchés sur une face prismatique s'éteignent parallèlement à leur axe vertical. Ils sont extrêmement peu biréfringents et présentent parfois une structure en sablier; l'allongement est positif. Les sections parallèles à la base montrent une division en six secteurs rappelant ceux de la herschelite (Gonnard).

J'ai observé, sur de petits cristaux constituant les sphérolites, des individus dont les deux extrémités sont de signe différent. A leur point de jonction, il existe une zone de compensation qui reste toujours éteinte entre les nicols croisés. Les cristaux que j'ai eus entre les mains étaient trop petits et trop peu biréfringents pour que leur étude puisse être poussée plus loin.

*Composition chimique.* La formule théorique  $(K^2, Ca)^2 Al^6 Si^{14} O^{30} + 17 H^2 O$  correspond à la composition donnée en *a* dans le cas où  $CaO : K^2O = 3 : 5$ .

*b)* Analyse de l'offrétite du mont Simieuse, par M. Gonnard (*B. S. M* XIV. 60. 1891).

Cette composition rapproche l'offrétite de la variété de chabasia désignée sous le nom d'*acadialite* [analyse *c*] de l'acadialite de Nouvelle-Écosse, par Hayes (*Amer. J. of Sc.* I. 122. 1846)], dont elle est probablement une variété potassique. Ses propriétés optiques et ses formes sont très analogues à celles de la herschelite, autre variété de chabasia.

	<i>a)</i>	<i>b)</i>	<i>c)</i>
Si O <sup>2</sup> . . . . .	52,13	52,47	52,02
Al <sup>2</sup> O <sup>3</sup> . . . . .	18,99	19,06	17,88
CaO . . . . .	2,60	2,43	4,24
K <sup>2</sup> O . . . . .	7,29	7,72	3,03
Na <sup>2</sup> O . . . . .	»	»	4,07
H <sup>2</sup> O . . . . .	18,99	18,90	18,30
	<hr/> 100,00	<hr/> 100,58	<hr/> 99,54

*Essais pyrognostiques.* Au chalumeau, blanchit et fond sans bouillonnement. Difficilement attaquée par l'acide chlorhydrique.

*Diagnostic.* L'offrétite ne se distingue guère de la herschelite (chabasia) par ses propriétés extérieures, sauf cependant par son allongement prismatique, alors que la herschelite est généralement aplatie suivant la base. La richesse en potasse permet de la différencier de ce dernier minéral, dont elle n'est peut-être qu'une variété potassique.

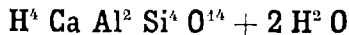
### GISEMENTS ET ASSOCIATIONS

**Plateau Central.** — *Loire.* L'offrétite a été découverte par M. Gonnard dans les druses d'un basalte du mont Simieuse près Montbrison et décrite par lui (*B. S. M.* XIV. 58. 1891).

Elle y est associée à la christianite et à la chabasia. Elle y forme de petits cristaux prismatiques et plus souvent de petits mamelons cristallins transparents et incolores. Les cristaux n'ont guère plus de 0<sup>mm</sup> 75.

Ce minéral n'a été trouvé jusqu'à présent dans aucun autre gisement.

### LAUMONTITE



Monoclinique.  $mm = 86^\circ 16'$  (Dx.)<sup>1</sup>.

$$b : h = 1000 : 388,4625 \quad D = 657,777 \quad d = 753,212$$

$$\text{angle plan de } p = 82^\circ 15' 40''$$

$$\text{angle plan de } m = 105^\circ 49' 37''$$

$$\left[ \begin{array}{l} a : b : c = 1,1459 : 1 : 0,59057 \\ \quad \quad \quad z x = 68^\circ 46' \end{array} \right]$$

*Formes observées.*  $p$  (001),  $m$  (110),  $g^1$  (010),  $a^{1/2}$  ( $\bar{2}01$ ),  $d^{1/2}$  (111),  $b^{1/2}$  ( $\bar{1}11$ ).

*Macles.* Macle suivant  $h^1$  (100) avec axe de rotation perpendiculaire.

Les abréviations  $G$ .  $Lx$ . sont mises en regard des angles mesurés

1. La valeur qui a été prise ici est la moitié de celle adoptée par M. des Cloizeaux ; elle a l'avantage de montrer les relations de forme existant entre la laumontite et les pyroxènes monocliniques. Dans ce système,  $a^1$  ( $\bar{1}01$ ) (Dx.) devient  $a^{1/2}$  ( $\bar{2}01$ ),  $d^1$  (112) Dx =  $d^{1/2}$  (111),  $b^1$  (112) Dx =  $b^1$  ( $\bar{1}11$ ).

par M. Gentil sur les cristaux de Bou Serdoun, et par moi-même sur ceux d'Ax.

Angles calculés mesurés			Angles calculés mesurés			Angles calculés mesurés		
$mm$	86°16'	86°13' G	$pd^{1/2}$	148°22'	148°35' Lx	$h^1 d^{1/2}$ adj.	129° 2'	
$m\lambda^1$	133° 8'	19' Lx	$^*pm$ ant.	104°20'	104° 8' Lx	$h^1 b^{1/2}$ opp.	81°55'	
$mg^1$	138°52'		$d^{1/2} m$ adj.	135°58'		$a^{1/2} m$ adj.	113°30'	113°30' G.
$ph^1$	111°14'		$pb^{1/2}$ adj.	138° 3'		$a^{1/2} b^{1/2}$	140°45'	
$pa^1$ adj.	128° 5'		$b^{1/2} m$	117°37'		$mb^{1/2}$ ant.	105°45'	
$^*a^{1/2} h^1$ adj.	125°41'		$g^1 d^{1/2}$	113°16'		$ma^{1/2}$ ant.	66°30'	
			$g^1 b^{1/2}$	120°14'				

*Facies des cristaux.* Les cristaux de laumontite sont toujours allongés suivant l'axe vertical. La forme la plus fréquente est  $m$  (110) avec  $p$  (001), ou  $a^{1/2}$  ( $\bar{2}01$ ). Leur fragilité et la facilité avec laquelle ils s'altèrent rendent difficile la récolte de cristaux intacts de ce minéral. Les faces de la zone prismatique sont striées verticalement.

*Clivages.* Clivages parfaits suivant  $g^1$  (010) et  $m$  (110), mauvais suivant  $h^1$  (100) et  $a^{1/2}$  ( $\bar{2}01$ ).

*Dureté.* 3,5 à 4. Très fragile.

*Densité.* 2,25 à 2,41; 2,275 Bou Serdoun (M. Gentil), 2,29 à 2,33 Huelgoat.

*Coloration et éclat.* Incolore, blanc laiteux, grise, jaune et plus rarement rouge de diverses nuances. Éclat vitreux, nacré sur les lames de clivage. Translucide. Par exposition à l'air, devient opaque et tombe en poussière.

*Propriétés optiques.* Plan des axes optiques parallèle à  $g^1$  (010). Bissectrice aiguë négative ( $n_p$ ) faisant dans  $g^1$  un angle de 60° à 65° avec l'arête  $h^1$  (100) dans l'angle obtus de  $ph^1$  (fig. 1). Dispersion des axes très notable  $\rho < v$ . Dispersion inclinée très faible.

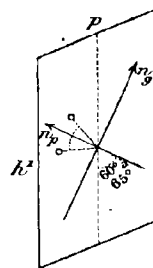


Fig. 1.  
Face  $g^1$  (010) parallèle au plan des axes optiques.

$$2 \mathbf{E} = 52^\circ 24' \text{ (rouge) Huelgoat (Dx.)}$$

$$= 56^\circ 15' \text{ (bleu) } \gg$$

*Composition chimique.* a) Composition théorique correspondant à la formule  $H^4 Ca Al^2 Si^4 O^{14} + 2 H^2 O$ .

Analyses de la laumontite : b) de Huelgoat, par Malaguti et Durocher ;

c) id. par Lemberg (*Zeitschr. d. d. g. Gesell.* XXXVII. 987);

d) de celle de Courmayeur, par Dufrenoy (A. M. VIII. 506. 1835);  
e) de celle d'Ax (Lx.).

	a)	b)	c)	d)	e)
Si O <sup>2</sup> .....	51,1	52,47	50,45	50,38	51,13
Al <sup>3</sup> O .....	21,7	22,56	22,81	21,43	21,32
Ca O.....	11,9	9,41	12,17	11,14	11,47
H <sup>2</sup> O.....	15,3	15,56	15,74	16,15	18,27
	100,0	100,00	101,07	99,10	100,19
Densité	»	2,29	»	2,33	»

La laumontite perd souvent une partie de son eau de cristallisation quand elle est exposée à l'air libre; elle devient alors d'un blanc opaque et tombe en poussière. Les cristaux de quelques localités n'éprouvent, au contraire, aucun changement. Suivant Durocher et Malaguti, la laumontite d'Huelgoat perd 26 % dans le vide au bout d'un mois et 3,85 % au-dessus de l'acide sulfurique. Le minéral reprend son eau par exposition dans une atmosphère humide. Par calcination, il perd 3,17 % de 10 à 100°, 2,91 de 100 à 200°, de 200 à 300°, c'est-à-dire 7,28 %. Le reste de l'eau n'est chassé qu'au rouge vif.

*Essais pyrognostiques.* Au chalumeau, bouillonne et fond en un verre blanc bulleux. Décomposée par l'acide chlorhydrique en faisant gelée.

*Diagnostic.* La forme, les clivages et surtout la facilité avec laquelle la laumontite s'émiette à l'air, constituent un bon diagnostic différentiel de ce minéral et des autres zéolites.

## GISEMENTS ET ASSOCIATIONS

Le principal gisement de la laumontite en France se trouve dans les fissures des schistes cristallins des roches sédimentaires ainsi que dans celles des roches éruptives. Je l'examinerai successivement :

- 1° Dans les schistes cristallins et les roches sédimentaires;
- 2° Dans les roches éruptives.

### 1° Dans les schistes cristallins et les roches sédimentaires.

**Bretagne.** — *Finistère.* La laumontite a été découverte en 1785 par Gillet de Laumont et décrite par Haüy (*op. cit.*, III. 410) sous le nom de *zéolite efflorescente*. Ce fut en 1808 que le même savant lui donna



le nom de *laumontite*<sup>1</sup> (*Tableau comparatif des résultats de la cristallo-graphie*).

Ce minéral se trouvait en assez grande abondance au milieu des schistes argileux traversés par les galeries de la mine de galène de Huelgoat. La laumontite de ce gisement possède au plus haut point la propriété de s'altérer à l'air. Les cristaux sont allongés suivant l'axe vertical et ne présentent d'ordinaire que les faces *m p*, ou *m a<sup>1/2</sup>*; plus rarement, on observe les combinaisons : *m h<sup>1</sup> g<sup>1</sup> a<sup>1/2</sup>*; *p m g<sup>1</sup> a<sup>1/2</sup>*; *p m g<sup>1</sup> a<sup>1/2</sup> d<sup>1/2</sup> b<sup>1/2</sup>* (fig. 2, d'après M. des Cloizeaux).

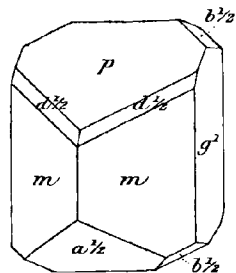


Fig. 2.  
Laumontite de Huelgoat.

Le minéral forme des masses lamellaires associés à de la calcite. Dans les nombreux échantillons que j'ai eu l'occasion d'examiner, je n'ai observé aucune autre zéolite.

Les mines du Huelgoat étant aujourd'hui abandonnées, ce riche gisement doit être considéré comme épuisé.

**Pyrénées.** — La laumontite est très abondante dans les Pyrénées; je ne donne ici que les localités où je l'ai rencontrée en certaine abondance.

*Basses-Pyrénées.* J'ai trouvé en petite quantité, mais en cristaux nets, dans les fissures des gneiss de Cambo, la laumontite associée à la chabasie et à l'analcime.

*Hautes-Pyrénées.* La laumontite est assez abondante en cristaux lamellaires dans les schistes et calcaires métamorphiques de toute la région du lac Bleu (massif du pic du Midi de Bigorre), et particulièrement sur sa rive sud.

*Haute-Garonne.* J'ai rencontré cette zéolite avec stilbite, chabasie et calcite dans les fissures des schistes micacés et calcaires liasiques métamorphisés par la lherzolite du tuc d'Ess. Ces zéolites se rencontrent particulièrement entre la coume de Barcille et le col de Portet.

M. Gourdon a bien voulu me communiquer des échantillons de ce minéral qu'il a recueillis dans les fentes des schistes siliceux de l'Esponne, au-dessus de la vallée du Lys près Luchon.

1. Le nom de laumontite a été adopté au lieu de lanmonite, comme plus conforme à l'orthographe du nom d'où il est tiré.

**Ariège.** Au-dessous d'Ax, sur la route de Prades, j'ai trouvé (*C. R.* CIX. 719. 1889) la laumontite en quantité considérable. Elle y formait, entre les feuillettes de schistes paléozoïques métamorphisés par la granulite, des croûtes atteignant 6<sup>cm</sup> d'épaisseur formés par des cristaux enchevêtrés dans lesquels s'observent des géodes tapissées de cristaux à formes nettes  $m$  (110) avec  $p$  (001) et  $a^{1/2}$  ( $\bar{2}01$ ). L'abondance de cette zéolite avait déterminé, en 1889, un éboulement de la paroi schisteuse bordant la route; on pouvait alors ramasser le minéral à la pelle; il était très altérable.

J'ai retrouvé la laumontite dans les mêmes conditions à Ascou, à Savignac, au lac Naguille, dans le massif du Saint-Barthélemy, sur la route d'Arnavé à Cazenave (avec stilbite, etc.) et au col de Girabal avec chabasie et stilbite, etc.

**Plateau Central.** — *Rhône.* M. Gonnard m'a communiqué des échantillons de laumontite lamellaire rosée qu'il a trouvée dans les fissures d'une granulite intercalée dans les schistes cristallins de Sainte-Catherine-en-Riverie.

**Alpes.** — *Massif du mont Blanc. Haute-Savoie.* La laumontite de Courmayeur a été étudiée par Soret, dans une note lue à la Société de physique de Genève, le 20 septembre 1821. Elle a été plus tard analysée par Dufrenoy. D'après ce savant (*A. M. op. cit.*), elle formait un filonnet dans les schistes cristallins. Elle s'altère moins à l'air que la laumontite de Huelgoat.

Favre signale aussi la laumontite au glacier de Miage avec mésotype, sphène, fluorine, quartz, etc. (*Descr. de la Savoie.* III. 68).

## 2° Dans les roches éruptives.

### a) Dans les granites basiques et les diorites.

**Pyrénées.** — *Ariège.* Le granite du roc de Bragues et de toute la crête séparant la vallée d'Orlu de celle de Mijanès est profondément endomorphisé au contact de calcaires paléozoïques eux-mêmes métamorphisés (voir tome I, à *grossulaire*). Il se charge de hornblende, de plagioclases basiques et passe à une véritable diorite. Pendant la correction de cette feuille, j'ai exploré cette région, où des recherches de talc sont faites actuellement au petit col de l'Estagnet, sur un prolongement du roc de Bragues dans la vallée de Mijanès. J'y ai trouvé

en très grande abondance de la laumontite formant dans le granite endomorphisé des filonnets atteignant 8 centimètres d'épaisseur. Ils sont constitués par des cristaux de 3 ou 4 millimètres, enchevêtrés les uns dans les autres et s'isolant parfois dans des géodes avec les formes habituelles. Ce minéral s'est évidemment formé aux dépens de la roche éruptive d'après le mode qui va être indiqué dans le gisement suivant.

En explorant la vallée de Paraou en Orlu, j'ai observé au col de Terre-Noire (faisant communiquer la coume de Deilla, ou de Bedeilla, avec l'étang de Naguille) un intéressant cas de formation actuelle de laumontite. Ce col est constitué par un granite endomorphisé, injectant des schistes : cette roche est profondément altérée au col même et dans un couloir d'avalanche orienté N.-E. ; ses multiples fentes sont imprégnées de laumontite accompagnée de stilbite et de chabasie. Ces mêmes zéolites se trouvent également sur les roches en petits débris que recouvrent les névés de la coume de Deilla.

Il est évident que dans ces gisements les zéolites résultent de l'action longtemps prolongée de l'eau qui suinte goutte à goutte des névés pendant le printemps et l'été<sup>1</sup>, à la surface de roches déjà désagrégées par les gelées. Ces zéolites se forment sur place, sans apport, par décomposition des feldspaths basiques de la roche qui les renferme.

La production de la laumontite favorise la désagrégation du petit col de Terre-Noire : cette zéolite, en effet, pour se former, agrandit les fissures faites par les gelées. Sous l'influence du soleil de l'été, elle se déshydrate ensuite, quand la couche de neige amoncelée pendant l'hiver est fondue, et alors la partie superficielle de la roche se dégrade plus facilement encore qu'auparavant.

b) *Dans les microgranulites.*

**Esterel.** — *Var.* J'ai signalé plus haut l'association d'analcime, de stilbite, de laumontite et d'épidote observée par M. Nentien dans les

1. Il est probable que les zéolites d'un grand nombre des gisements pyrénéens décrits dans ce volume ont une semblable origine. J'ai été frappé, depuis longtemps, notamment de la fréquence des zéolites sur les cols élevés dirigés du N.-O. au N. et au N.-E., c'est-à-dire sur ceux qui sont recouverts, pendant l'hiver, d'une épaisse couche de neige, disparaissant lentement. Pour que des zéolites abondent dans ces conditions, il faut naturellement que la roche du substratum soit elle-même facilement altérable comme celles des deux gisements étudiés ci-dessus.

druses d'une enclave dioritique de la microgranulite à amphibole (porphyre bleu) du Dramont près Agay. Les cristaux de l'échantillon que j'ai examiné sont blanchâtres et présentent les formes communes  $m$  (110),  $p$  (001),  $a^{1/2}$  ( $\bar{2}01$ ).

c) *Dans les roches volcaniques.*

**Algérie.** — *Constantine.* M. Gentil a trouvé, au col de Bou Serdoun près Collo, avec les beaux cristaux d'apophyllite décrits plus loin, de petits cristaux nets de laumontite blanche de 1<sup>mm</sup> à 1<sup>cm</sup> de longueur présentant les faces  $m$  (110),  $a^{1/2}$  ( $\bar{2}01$ ) (*B. S. M.* XVII. 18. 1894).

*Gisements douteux.*

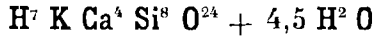
**Plateau Central.** — *Puy-de-Dôme.* La laumontite n'a pas été trouvée avec certitude dans les roches volcaniques du Plateau Central. M. Gonnard a rapproché de ce minéral (*op. cit.*, 68) une substance verdâtre compacte, translucide sur les bords, ayant l'apparence de la stéatite. Elle est incomplètement attaquable par les acides et renferme, d'après une analyse de M. Pisani :

Si <sup>2</sup> O <sup>3</sup> .....	46,0
Al <sup>2</sup> O <sup>3</sup> .....	21,0
Ca O.....	2,2
Mg O.....	1,2
K <sup>2</sup> O.....	4,0
Na <sup>2</sup> O.....	5,2
Fe O.....	traces
H <sup>2</sup> O.....	19,8
	<hr/>
	99,4

Cette substance accompagne diverses zéolites dans les basaltes du Puy-de-Dôme (notamment à Prudelles) et de la Loire (Verrières) : elle ne me paraît pas constituer une espèce minérale définie.

ZÉOLITES NON ALUMINEUSES

APOPHYLLITE



Quadratique.

$b : h = 1000 : 1251,505 \quad D = 707,407 (Dx)$

$[a : c = 1 : 1,7699]$

*Formes observées.*  $p$  (001),  $m$  (110),  $h^1$  (100),  $h^2$  (310),  $a^1$  (101),  $a^3$  (103),  $b^1$  (112),  $b^2$  (114),  $b^5$  (1. 1. 10).

Les abréviations D. G. et Lx. correspondent respectivement aux mesures prises par Dufrénoy sur l'apophyllite du puy de la Piquette; par M. Gentil sur celle de Bou Serdoun, par l'auteur sur ceux de ces deux localités.

Angles		Angles		Angles	
calculés	mesurés	calculés	mesurés	calculés	mesurés
$mm$	90°				
$m h^1$	135°	$a^1 a^1$ sur $p$	58°56'	$b^2 m$	122° 2' 121°57' G.
$m h^2$	153°26'	$a^1 h^1$	150°32'	$p b^1$	128°38' 129°11' D.
$p a^3$	149°28'	$p b^5$	165°57'	$b^1 m$	141°22'
$p a^1$	119°28'	$b m^5$	104° 3'	$m a^1$	128° 0'
$a^1 a^3$	150°	$p b^2$	147°58'	$a^1 a^1$	104° 0' 104°12' D.

*Faciès des cristaux.* L'existence ou l'absence de la base donne des faciès variés aux cristaux d'apophyllite qui peuvent être en outre allongés ou raccourcis suivant l'axe vertical. Les faces  $m$  (110) sont ondulées ou striées parallèlement à l'axe vertical et souvent finement striées parallèlement à l'arête  $pm$ .

*Clivages.* Clivages,  $p$  (001) parfait,  $m$  (110) moins facile. Cassure inégale.

*Dureté.* 4,5 à 5. Fragile.

*Densité.* 2,3 à 2,4; 2,372 Bou Serdoun (M. Gentil), 2,38 puy de la Piquette.

*Coloration et éclat.* Incolore, blanche, blanc laiteux, par altération (*albine*), rarement jaune ou rougeâtre. Éclat vitreux, nacré sur  $p$  (001). Transparente; devient trouble ou même opaque par altération.

*Propriétés optiques.* Double réfraction faible à un axe positif ou quel-

quelques fois *négalif*. Les apophyllites des gisements étudiés plus loin sont positives. La dispersion est forte.

Les indices mesurés par M. Gentil sur l'apophyllite de Bon Serdoun sont les suivants :

	<i>Na</i>	<i>Li</i>
$n_g$	= 1,5368	1,5343;
$n_p$	= 1,5347	1,5328;
$n_g - n_p$	= 0,0021	0,0015.

Les sections basiques présentent presque toujours des anomalies optiques connues depuis les travaux de Brewster, de des Cloizeaux, Mallard et d'autres auteurs.

L'apophyllite de Bou Serdoun étudiée par M. Gentil offre des alternances de lames biréfringentes et de lames monoréfringentes, disposées régulièrement autour d'un centre monoréfringent. Dans les bandes biréfringentes dont l'extinction se fait suivant les arêtes *pm* (001) (110), le plan des axes est tantôt parallèle, tantôt perpendiculaire à ces arêtes.  $2E = 25^\circ$  environ. Les plages monoréfringentes sont uniaxes.

D'après M. Doelter, le minéral devient rigoureusement uniaxe à  $260^\circ \text{C.}$ , température à laquelle il perd son eau de cristallisation.

*Composition chimique.* La formule  $\text{H}^7 \text{K Ca}^4 \text{Si}^8 \text{O}^{24} + 4,5 \text{H}^2 \text{O}$  correspond à la composition *a*. Un peu de fluor remplace une proportion équivalente d'oxygène. M. C. Friedel a constaté en outre que le minéral renferme presque toujours une petite quantité d'ammoniaque (0.38 % Bou Serdoun) (*C. R.* CXVIII. 1233. 1895).

*b)* Analyse de l'apophyllite de Bou Serdoun par M. Gentil (*B. S. M.* XVII. 12. 1894).

	<i>a)</i>	<i>b)</i>
Si O <sup>2</sup> .....	53,7	53,32
Ca O.....	25,0	25,30
Mg O.....	»	0,57
K <sup>2</sup> O.....	5,2	4,83
Na <sup>2</sup> O.....	»	0,80
H <sup>2</sup> O.....	16,1	16,66
	<hr style="width: 50%; margin: 0 auto;"/> 100,0	<hr style="width: 50%; margin: 0 auto;"/> 100,48

Le fluor n'a pas été trouvé dans l'analyse *b*, à cause du procédé employé : l'apophyllite de Bou Serdoun est en effet fluorifère comme celle des autres gisements (A. E. Nordenskiöld).

*Essais pyrognostiques.* Dans le tube, s'exfolie, blanchit et donne de

l'eau alcaline ammoniacale (Friedel). Au chalumeau, s'exfolie en colorant la flamme en rouge et fond en un émail blanc bulleux.

Décomposée par l'acide chlorhydrique, en donnant de la silice pulvérulente mélangée d'un peu de fluorure de calcium.

La présence du fluor peut être mise en évidence par le procédé suivant dû à Berzelius. Le résidu de fluorure de calcium, laissé insoluble après attaque du minéral par l'acide chlorhydrique, est recueilli et traité par l'acide sulfurique, qui met en liberté de l'acide fluorhydrique : l'existence de celui-ci est décelée par la corrosion d'une lame de verre.

*Altérations.* Les cristaux d'apophyllite sont parfois blancs et opaques (*albine*) ; ils doivent cette particularité à l'existence de calcite qui les imprègne.

*Diagnostic.* La forme quadratique, le clivage basique facile et les anomalies optiques, jointes aux propriétés pyrognostiques ne permettent pas de confondre l'apophyllite avec aucun autre minéral.

### GISEMENTS ET ASSOCIATIONS

L'apophyllite n'a été rencontrée que dans un petit nombre de gisements français, dans des roches volcaniques ou dans des roches en relation avec elles.

#### 1° Dans les roches volcaniques ou leurs enclaves.

**Plateau Central.** — *Puy-de-Dôme.* L'apophyllite a été trouvée en très beaux cristaux dans les blocs de calcaire à phryganes, englobés dans la pépérite du puy de la Piquette, au-dessous du Crest.

Dufrénoy, qui l'a décrite (*A. M.* IX. 172. 1836), attribue sa découverte à M. de Laizer, qui a donné au Muséum les beaux échantillons qu'il possède. D'après Bouillet, ce gisement aurait été trouvé en 1832 par Launoy.

Les cristaux d'apophyllite de cette localité, qui atteignent 1<sup>cm</sup> suivant l'axe vertical, présentent les faces  $m$  (110),  $a^1$  (110) (fig. 1), plus rarement  $b^1$  (112) : quelques-uns d'entre eux ne présentent que  $a^1$ . Ils sont parfois parfaitement limpides, mais le plus souvent ils sont opaques en tout ou en partie. Ils sont associés à de jolies houppes de la mésotype et quelquefois traversés par des aiguilles de ce minéral.

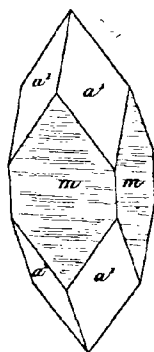


Fig. 1.  
Apophyllite du puy de la Piquette.

L'apophyllite se rencontre exclusivement dans les tubes des calcaires à phryganes et n'a jamais été recueillie dans la pépérite elle-même. On a vu plus haut que c'est l'inverse qui a lieu pour l'analcime de ce gisement.

Le même minéral se rencontre à l'ouest de Prudelle, au-dessus de l'angle de la route de Clermont, appelé le Grand-Tournant (Gonnard, *C. R.* CIV. 719, 1887). Elle y est implantée sur la christianite, elle-même formée aux dépens d'enclaves granitiques; l'apophyllite imprègne parfois complètement celles-ci (*Les encl. des roches volc., op. cit.*) Les cristaux limpides sont aplatis suivant la base et présentent les formes  $p$  (001),  $m$  (110),  $a^1$  (101) (fig. 2 et 3). Ils sont associés à de rares cristaux de chabasie, à de l'aragonite, etc.



Fig. 2 et 3.  
Apophyllite de Prudelle.

D'après M. Gonnard, les cristaux signalés dans diverses autres localités du Puy-de-Dôme sous le nom d'apophyllite seraient à rapporter à de la mésotype.

**Algérie.** — *Alger.* M. Damour a bien voulu me communiquer de petits cristaux lamelleux d'apophyllite qu'il a trouvés associés à la mésotype dans le basalte du cap Djinet, à l'ouest de Dellys. Ils n'ont pas de contours géométriques distincts.

*Constantine.* M. Gentil a décrit (*B. S. M.* XVII. 12. 1894) un

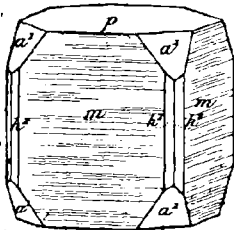


Fig. 4.  
Apophyllite de Bou Serdoun.

remarquable gisement d'apophyllite découvert par M. J. Curie au col de Bou Serdoun, à environ 5 km. de Collo, sur la route de Cheraia. Au milieu d'une andésite quartzifiée se trouvent des druses atteignant souvent 50<sup>cm</sup> de diamètre; elles sont remplies de cristaux enchevêtrés d'apophyllite d'où l'on peut extraire d'énormes cristaux qui peuvent atteindre 4<sup>cm</sup> de plus grande dimension et rivaliser avec ceux de Poonah. Les gros cristaux sont d'un blanc laiteux; les cristaux limpides sont relativement rares et ne dépassent pas 1<sup>cm</sup>;



ils se rencontrent surtout dans les géodes de dimension moyenne dans lesquelles ils ont pu se former librement.

Les formes observées dans cette localité se rapportent à deux types, dont l'un est presque dépourvu de prismes et présente la combinaison  $a^3$  (103),  $a^4$  (101). Dans l'autre, au contraire, le prisme est très développé et les cristaux plus ou moins allongés suivant l'axe vertical (fig. 4). Les principales combinaisons sont les suivantes :  $p$  (001)  $m$  (110)  $a^4$  (101) (fig. 5) ;  $pm a^3 a^4$  ;  $pm a^3 a^4 b^2$  (114) ;  $pm h^1 h^2 a^3 a^2 a^4$  ;  $ma^4$  (fig. 6) ; les formes  $b^1 b^2 b^3 o^2 a^2$  sont toujours réduites à de petites facettes.

Cette apophyllite est parfois accompagnée par de petits cristaux de laumontite, d'analcime, de calcite, et par de l'actinote, de la delessite, du

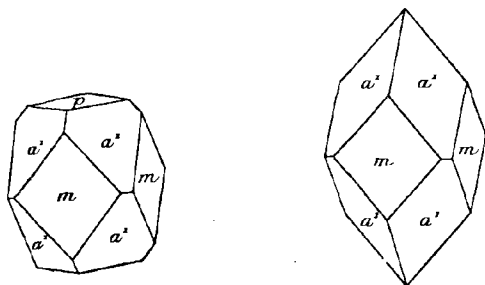


Fig. 5 et 6  
Apophyllite de Bou Serdoun.

quartz, de la biotite, etc. ; mais ces minéraux se trouvent généralement dans des géodes distinctes de celles que tapisse l'apophyllite.

### 2° Dans les sources thermales actuelles.

**Vosges.** — M. Daubrée a signalé, dans les bétons de Plombières avec la chabasia et d'autres zéolites, de petits cristaux d'apophyllite sous forme de pyramides quadratiques (*Géol. expér.* 1879. 184). Je n'ai pu retrouver ce minéral dans les très nombreux échantillons de zéolites de Plombières que M. Daubrée a bien voulu me confier.

## PLOMBIÉRITE.

M. Daubrée a donné le nom de *plombiérite* (*C. R.* LXVI. 1088. 1858 ; *A. M.* XIII. 244. 1858 et *B. S. G.* XVI. 579. 1859) à une substance qui s'est formée à Plombières (*Vosges*) dans les cavités de la partie inférieure de la couche de béton romain qui lui a fourni de nombreuses zéolites (voir *chabasia*, *christianite*, etc.).

*Faciès; coloration et éclat.* Ce produit, au moment où on le recueille, est gélatineux, incolore, transparent ou translucide. En se desséchant à l'air libre, il devient, au bout de quelque temps, opaque et d'un blanc de neige

Les échantillons que je dois à la bienveillance de M. Daubrée sont formés par une masse mamelonnée à structure concentrique et vaguement fibreuse; à l'œil nu, elle paraît homogène: l'examen microscopique conduit à des résultats opposés.

*Essais pyrognostiques.* Le minéral donne de l'eau dans le tube; au chalumeau, il fond avec bouillonnement, en donnant une perle blanche opaque. Il est décomposé par les acides en faisant gelée et en dégagant de l'acide carbonique.

*Composition chimique.* Les analyses suivantes en ont été faites :

a) par M. Daubrée (*op. cit.*);

b) par M. Fouqué (*in Daubrée. Géol. expér.* 186. 1879).

	a)	b)
Si O <sup>2</sup> . . . . .	40,6	41,89
Ca O . . . . .	34,1	33,30
Mg O . . . . .	»	0,21
Al <sup>2</sup> O <sup>3</sup> . . . . .	1,3	1,18
Fe <sup>2</sup> O <sup>3</sup> . . . . .	»	traces
Na <sup>2</sup> O + K <sup>2</sup> O . . . . .	»	0,10
C O <sup>2</sup> . . . . .		11,26
Eau dégagée au-dessus de 120°	} 23,2	5,83
— de 120° au rouge vif		
	99,2	100,46

La composition de la zéolite me paraît pouvoir être déduite de l'analyse b). Si, en effet, on en déduit l'alumine, l'acide carbonique et la quantité correspondante de chaux, nécessaire pour faire de la calcite, on obtient la composition suivante :

Si O <sup>2</sup>	56,78
Ca O	26,11
Na <sup>2</sup> O + K <sup>2</sup> O	0,14
H <sup>2</sup> O	16,97
	<hr/> 100,00

qui correspond à celle de l'*okenite*.

L'examen microscopique tend à prouver que la substance n'est pas homogène, mais très riche en calcite; la zéolite, faisant gelée aux acides,

n'est que cryptocristalline et ne peut par suite être assimilée à l'okenite, qui est nettement cristallisée.

### CHALCOMORPHITE

Hexagonale.

$$b : h = 1000 : 1909,10$$

$$[a : c = 1 : 1,9091 \text{ vom Rath}]$$

*Formes et faciès.* La chalcomorphite se présente en prismes arrondis, rarement basés, rappelant l'aragonite; ils sont parfois groupés en houppes ou en rosettes.

$$*p \ b^1 \ 114^\circ 24' \quad b^1 \ b^1 \ (\text{adj.}) \ 125^\circ 50'.$$

*Clivages.* Clivage  $p$  (0001) distinct.

*Densité.* 2,54.

*Coloration et éclat.* Incolore, blanc jaunâtre. Éclat vitreux, parfois éclat soyeux très vif surtout dans les cristaux imprégnés de calcite (Gravenoire).

*Propriétés optiques.* Uniaxe et négative. La biréfringence est assez élevée, mais n'a pas été déterminée avec précision.

*Composition chimique.* La chalcomorphite du lac de Laach est, d'après une analyse de vom Rath, un silicate de calcium et de sodium hydraté avec une faible quantité d'alumine.

L'imprégnation par de la calcite des cristaux provenant des gisements français ne m'a pas permis de faire l'analyse quantitative de ce minéral; on peut seulement constater que sa composition qualitative est celle de la chalcomorphite de Laach.

*Essais pyrognostiques.* Dans le tube, blanchit, devient opaque et perd de l'eau. Fond sur les bords en se tordant à la façon de la scolécite. Soluble dans les acides en faisant gelée.

*Altérations.* La chalcomorphite des gisements français, et particulièrement celle de Gravenoire, est imprégnée de calcite, qui forme à ses cristaux une enveloppe continue. En attaquant par l'acide acétique (sous le microscope) ces cristaux à éclat soyeux et à peine transparents, on voit la calcite se dissoudre avec effervescence et laisser en liberté la chalcomorphite transparente, qui s'attaque aussitôt elle-même.

## GISEMENTS ET ASSOCIATIONS

Ce minéral ne se trouve jamais qu'en petite quantité, dans les gisements suivants :

- 1° Dans les enclaves calcaires ou marneuses des roches volcaniques;
- 2° Dans les sources thermales actuelles.

### 1° *Dans les enclaves de roches volcaniques.*

**Plateau Central.** — *Puy-de-Dôme.* J'ai observé en assez grande abondance la chalcophosphite dans des blocs d'argile calcaire recouverts par le basalte ou englobés par lui dans la petite carrière de la Brenne, ouverte dans la coulée basaltique de Gravenoire.

Cette argile est cuite, transformée en une matière poreuse jaune rougeâtre dont les fentes renferment de délicates houppes blanches ou d'un blanc jaunâtre de chalcophosphite. De très belles rosettes du même minéral ayant 2<sup>cm</sup> de diamètre sont presque entièrement imprégnées de calcite : les aiguilles qui les constituent sont souvent creuses et remplies par le même minéral.

Les nombreux échantillons que j'ai étudiés m'ont été donnés par M. P. Gautier ou bien ont été recueillis par moi dans une course faite avec ce géologue. Ce gisement, qui n'avait que quelques mètres carrés, est aujourd'hui épuisé ; la chalcophosphite y était accompagnée d'enduits blancs et parfois de cristaux distincts de calcite.

### 2° *Dans les sources thermales actuelles.*

**Vosges.** — *Vosges.* J'ai trouvé le même minéral en belles houppes soyeuses dans des blocs de béton romain de Plombières que je dois à M. Daubrée. Ce minéral se trouve dans des géodes distinctes de celles des zéolites qui ont été étudiées plus haut.

**Champagne.** — *Haute-Marne.* Le même minéral en aiguilles hexagonales basées a été trouvé par M. Daubrée avec chabasie et christianite dans les cavités du béton romain de Bourbonne-les-Bains (*A. M.* VIII. 439, 1876).

## AVIS AU LECTEUR

---

Le deuxième fascicule constituant la fin de ce volume paraîtra dans le courant de l'année 1897.

Il comprendra les *corps simples natifs*, les *arséniures*, les *antimoniures*, les *sulfures* et les *sulfosels* des divers métaux.

# LIBRAIRIE POLYTECHNIQUE, BAUDRY ET C<sup>ie</sup>, ÉDITEURS

Paris, 15, rue des Saints-Pères. — Liège, 21, rue de la Régence.

## EXTRAIT DU CATALOGUE

- Les enclaves des roches volcaniques**, par A. LACROIX, professeur de minéralogie au Muséum d'histoire naturelle. 1 volume grand in-8° de 710 pages avec 35 figures dans le texte, 3 planches en couleur (représentant 96 préparations microscopiques) et index géographique.  
Cet ouvrage, tiré à un petit nombre d'exemplaires et mis en vente à 30 fr. (1893), est sur le point d'être épuisé..... 40 fr.
- Minéralogie de la France et de ses colonies**, par A. LACROIX, professeur de minéralogie au Muséum d'histoire naturelle. Tome I, grand in-8° de xx-723 pages avec nombreuses figures dans le texte..... 30 fr.  
Tome II, 1<sup>er</sup> fascicule ..... 15 fr.  
— 2<sup>e</sup> fascicule (en préparation)..... 15 fr.
- Les phénomènes de contact de la lherzolite et de quelques ophites des Pyrénées**, par A. LACROIX, professeur de minéralogie au Muséum d'histoire naturelle. 1 volume grand in-8° avec 23 figures dans le texte et 3 planches..... 6 fr. 75
- Les Minéraux des roches.** 1<sup>er</sup> Application des méthodes minéralogiques et chimiques à leur étude microscopique, par A. MICHEL LÉVY, ingénieur en chef des mines. 2<sup>e</sup> Données, physiques et optiques, par A. MICHEL LÉVY et A. LACROIX. 1 volume grand in-8°, avec de nombreuses figures dans le texte et une planche en couleur..... 12 fr. 50
- Tableaux des minéraux des roches.** Résumé de leurs propriétés optiques, cristallo-graphiques et chimiques, par A. MICHEL LÉVY et A. LACROIX, 1 volume in-4, relié. 6 fr.
- Structures et classification des roches éruptives**, par A. MICHEL LÉVY, ingénieur en chef des mines. 1 volume grand in-8°..... 5 fr.
- Étude sur la détermination des feldspaths** dans les plaques minces au point de vue de la classification des roches, par A. MICHEL LÉVY, ingénieur en chef des mines. 1<sup>er</sup> fascicule, 1 volume grand in-8°, avec 23 planches en couleur..... 7 fr. 50  
2<sup>e</sup> fascicule..... 7 fr. 50
- Traité de Minéralogie** à l'usage des candidats à la licence ès-sciences physiques et des candidats à l'agrégation des sciences naturelles, par WALLERANT, professeur à la Faculté des sciences de Rennes. 1 volume grand in-8° avec 341 figures dans le texte..... 15 fr.
- Traité des gîtes minéraux et métallifères.** Recherche, étude et conditions d'exploitation des minéraux utiles. Description des principales mines connues. Usages et statistique des métaux. Cours de géologie appliquée de l'École supérieure des mines, par ED. FUCHS, ingénieur en chef des mines, professeur à l'École supérieure des mines, et DE LAUNAY, ingénieur des mines, professeur à l'École supérieure des mines. 2 volumes grand in-8° avec de nombreuses figures dans le texte et 2 cartes en couleur. Relié 60 fr.

MACON, PROTAT FRÈRES, IMPRIMEURS.