

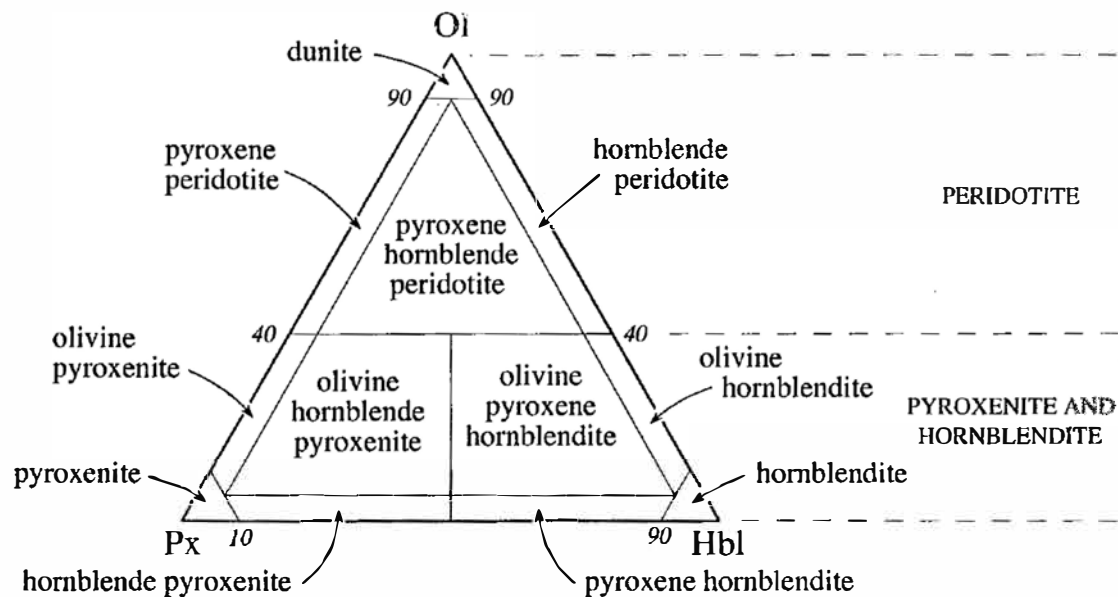
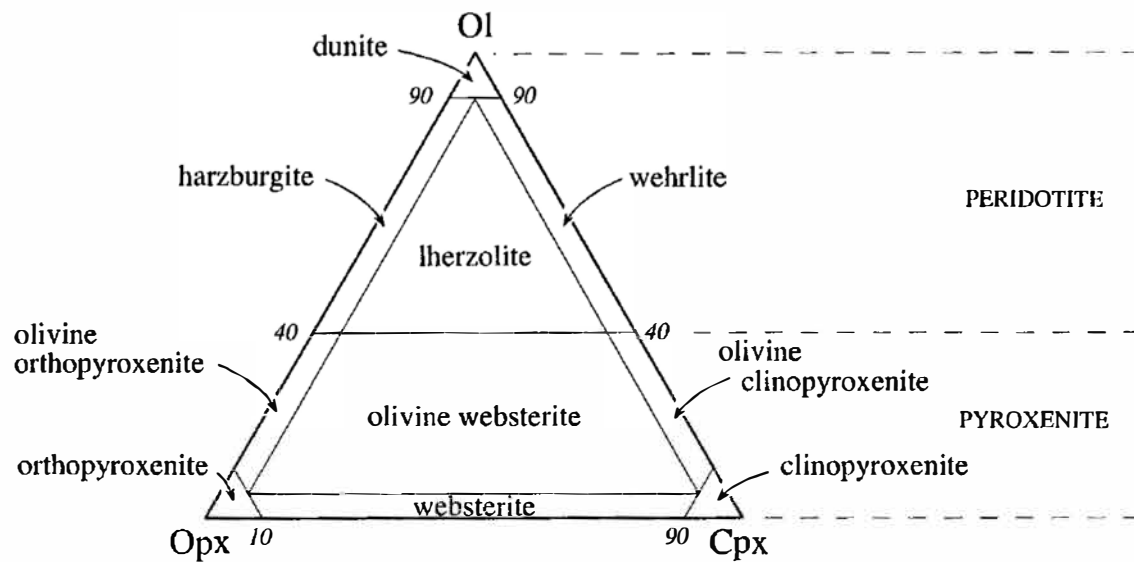


Fig. 2.9. Modal classification of ultramafic rocks based on the proportions of olivine (Ol), orthopyroxene (Opx), clinopyroxene (Cpx), pyroxene (Px) and hornblende (Hbl) (after Streckeisen, 1973, Figs. 2a and 2b).

B. Harte 1977

TABLE 1
SUMMARY OF ROCK CLASSIFICATION

Rock Type	Porphyroclasts	Grain Size	Grain Boundaries	Subtypes and Illustrations in Literature	
<i>Coarse</i>	Absent	Average grain size greater than 2.0 mm	Variable. Often largely straight or smoothly curving but may be less regular	Equant	Boullier and Nicolas, 1973, Plates 19A, 19B Boullier and Nicolas, 1975, Fig. 1A Cox et al. 1973, Plates 26A, 26B Harte et al. 1975, Figs. 1, 2 Mercier and Nicolas, 1975, Figs. 1, 14A, 14B.
				Tabular	Boullier and Nicolas, 1973, Plate 20A Boullier and Nicolas, 1975, Fig. 1B
<i>Porphyroclastic</i>	Present. More than 10% of olivine occurs as porphyroclasts	Two major populations: one represented by porphyroclasts, the other by finer-grained matrix	Irregular in porphyroclasts, straight in neoblasts	(Neither disrupted nor laminated)	Boullier and Nicolas, 1973, Plate 20B Boullier and Nicolas, 1975, Figs. 1C, 2A Mercier and Nicolas, 1975, Fig. 4
				Disrupted	Cox et al. 1973, Plate 27A Harte et al. 1975, Figs. 5, 6
				Fluidal	Boullier (pers. comm.)
				Laminated and disrupted	Dawson (pers. comm.), Fig. 1A, this paper
<i>Mosaic-porphyroclastic</i>	Present. Less than 10% of olivine occurs as porphyroclasts	Two major populations: one represented by porphyroclasts, the other by finer-grained matrix	Irregular in porphyroclasts, straight in neoblasts	(Neither disrupted nor laminated)	Boullier and Nicolas, 1973, Plate 21A Boullier and Nicolas, 1975, Fig. 2B Poirier and Nicolas, 1975, Fig. 13
				Fluidal	Boullier and Nicolas, 1973, Plate 21B Boullier and Nicolas, 1975, Figs. 2C, 3A
				Laminated and disrupted	Dawson et al. 1975, Fig. 1B, this paper.
<i>Granuloblastic</i>	Absent or rare for all mineral species	Small size range for each mineral species (excepting rare porphyroclasts). Grain size generally less than 2.0 mm	Straight or smoothly curving, bounding grains of polygonal or polygonal tabular shape	Equant	Cox et al. 1973, Plate 27B Harte et al. 1975, Fig. 9 Mercier and Nicolas, 1975, Fig. 6B
				Tabular	Harte et al. 1975, Fig. 8 Mercier and Nicolas, 1975, Fig. 6A

Textures	Coarse granular (Fig. 1A)	Coarse tabular (Fig. 1B)	Porphyroclastic (Figs. 1C,D; Fig. 2A)	MOSAIC		Secondary tabular (Fig. 2D)
				Normal (Fig. 2B)	Fluidal (Fig. 2C) descriptions restricted to non-penetrative stripes	
Former and other terminologies	Coarse grained (BOULLIER and NICOLAS, 1973)	Tabular olivine and enstatite (BOULLIER and NICOLAS, 1973)		SHEARED (BOYD and NIXON, 1972)		
	GRANULAR					
Number of different generations of olivine (ol.) and enstatite (en.)	1 ol. 1 en.	1 ol. 1 en.	2 or 3 ol. 1 or 2 en.	1 ol. 2 en.	1 en.	1 or 2 ol. 1 en.
Grain shape and size	isometric 6 mm	tabular 5 × 2 mm	ol. and en. porphyroclasts: elongated, ol.: 5 × 2 mm; en.: 3 × 1 mm neoblasts: isometric ol.: 0.2 mm en.: 0.02 mm ol. tablets: tabular 1 × 0.3 mm	en. porphyroclast: elongated, 4 × 2 mm neoblasts: isometric ol.: 0.3 mm en.: 0.02 mm	en. grains, isometric 0.01 mm concentrated in stripes 0.03 to 0.01 mm thick	ol. tabular: 2 × 1 mm and irregular: 2 mm en. isometric: 0.3 mm
Grain boundaries	ol./ol. straight or curved 120° triple points ol./en. curved	ol./ol. straight or curved 120° triple points ol./en. curved or straight when parallel to foliation	ol. and en. porphyroclasts: irregular, invaded by neoblasts ol. and en. neoblasts: straight or rounded ol. tablets: straight rational faces	en. porphyroclasts: irregular, invaded by neoblasts ol. and en. neoblasts: straight, 120° triple points	en., straight or rounded	straight and embayed
Deformation in crystals (KB = kink band; KBB = kink band boundary)	almost none; largely spaced and clear KB, sharp KBB converging in triple points with grain boundaries	almost none; largely spaced and clear KB, sharp KBB converging in triple points with grain boundaries	porphyroclasts: intense; closely spaced and wavy KB, blurred KBB neoblasts: invisible tablets: absolutely none	en. porphyroclasts: intense distortion in lattices neoblasts: ol., almost none en., invisible	en., invisible	almost none, wavy KB
Structures in the nodule (foliation S = plane of mineral flattening; lineation L = mineral elongation in S)	no foliation no lineation	good foliation weak lineation	good foliation good lineation	good foliation excellent lineation	excellent non-penetrative "foliation" excellent lineation	excellent foliation excellent lineation
Fabrics olivine and enstatite preferred orientations (⊥ = perpendicular; // = parallel)	ol.: weakly orthorhombic X ol. ⊥ S if any en.: almost random	ol.: good X ol. ⊥ S; Y ol. and Z ol., girdles in S weak maxima en.: X en. ⊥ S or girdle ⊥ S	porphyroclasts: strong X ol. ⊥ S, Z ol. // L; X en. girdle ⊥ S Z en. // L neoblasts: X ol. ⊥ S weak Z ol. // L tablets: strong X ol. ⊥ S, Z ol. // L	ol. neoblasts: almost random, weak Z ol. // L strong local ol. subfabrics	unknown	tabular olivine: X ol. ⊥ S, Z ol. // L en.: random
Dominant petrographic type. See restrictions p. 100. * Jagersfontein field count	garnet- and spinel-poor harzburgite 72%*	garnet- and spinel-poor harzburgite	garnet lherzolite	garnet lherzolite 83%*		garnet lherzolite and harzburgite
Numerical importance. See restrictions p. 100. * Jagersfontein field count	50% 66%*	29% coarse tabular	13% and porphyroclastic 11%*	8% 22%*		

Mercier & Nicolas 1974

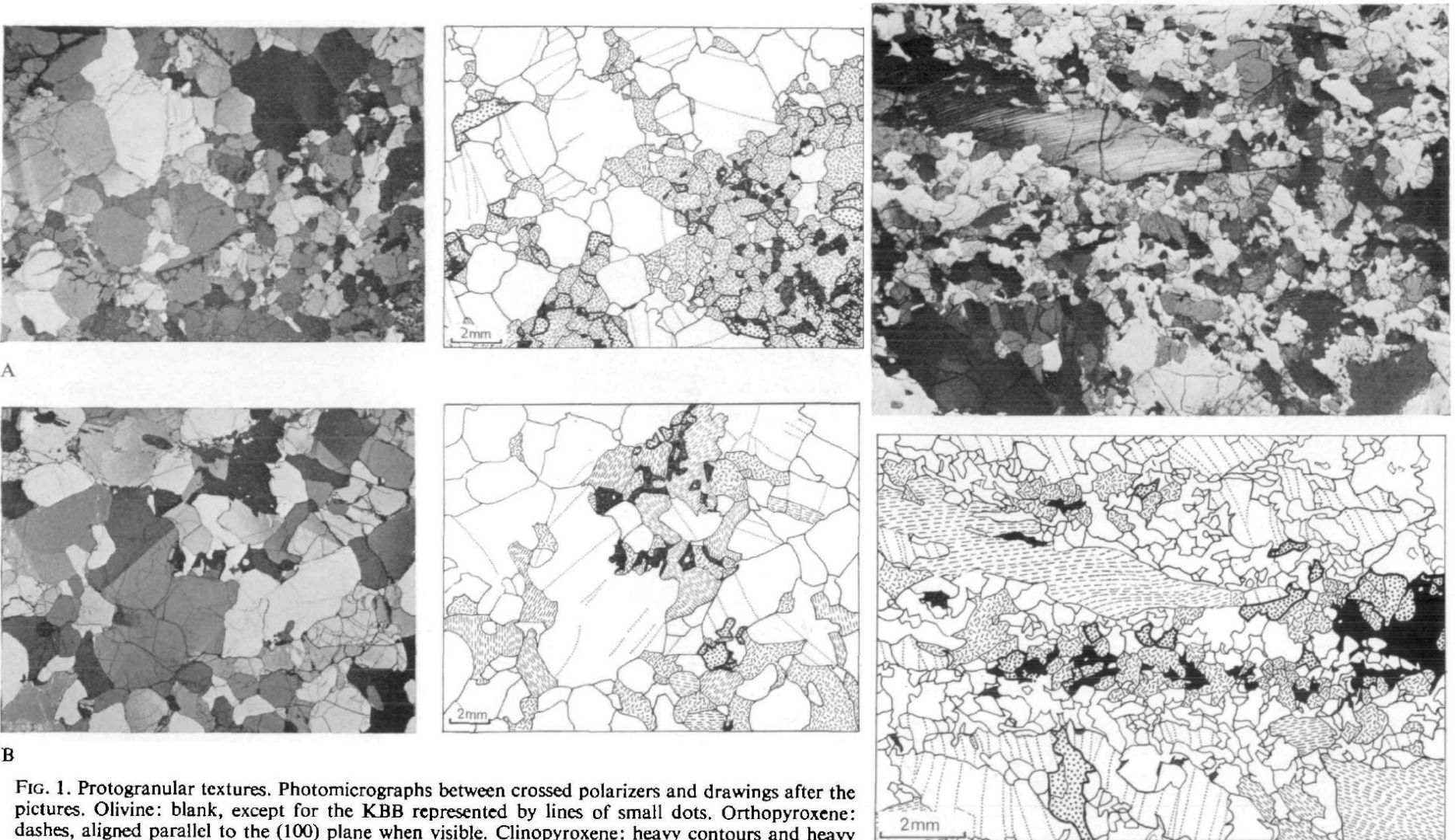
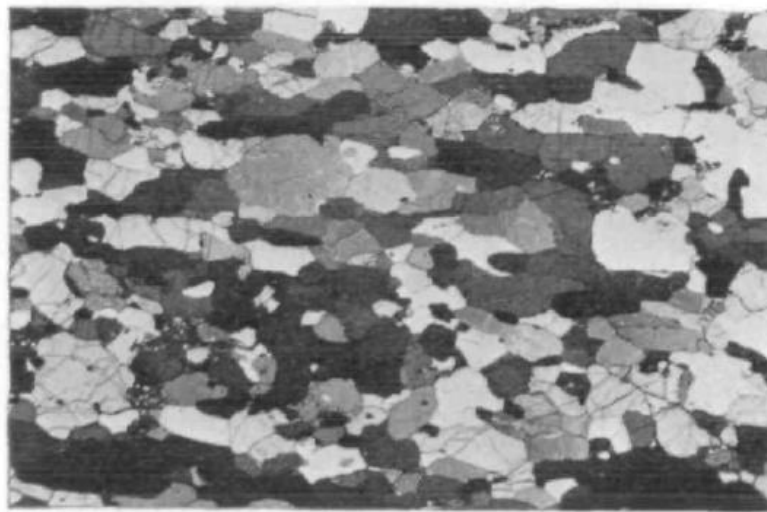
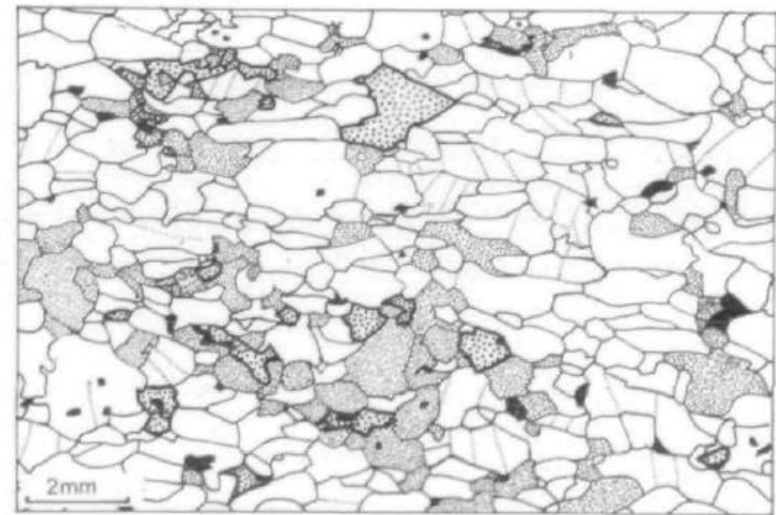


FIG. 1. Protogranular textures. Photomicrographs between crossed polarizers and drawings after the pictures. Olivine: blank, except for the KBB represented by lines of small dots. Orthopyroxene: dashes, aligned parallel to the (100) plane when visible. Clinopyroxene: heavy contours and heavy dots. Spinel: black.

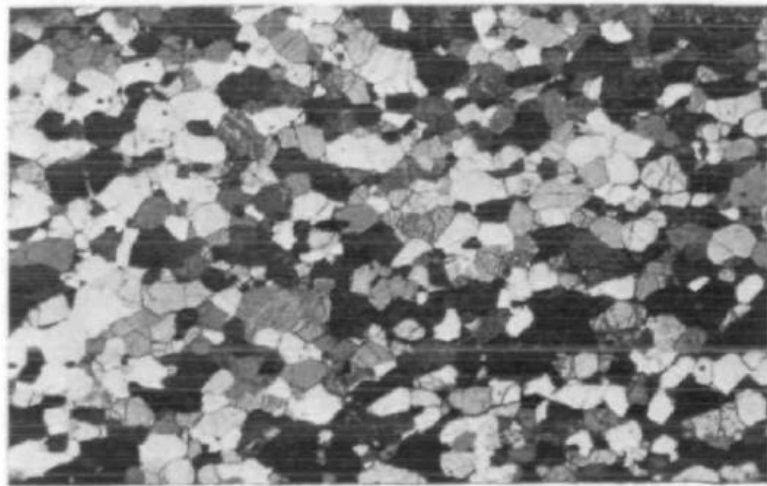
Fig. 4. Porphyroclastic texture observed in the a - c kinematic plane, the flow direction (a kin.) is approximately horizontal. Note the enstatite porphyroclast deformed by gliding due to a sinistral simple shear. The central lens rich in enstatite, spinel, and diopside probably derives from a formerly large enstatite crystal with spinel and diopside exsolutions as in Figs. 1 and 2. Ornament as in Fig. 1.



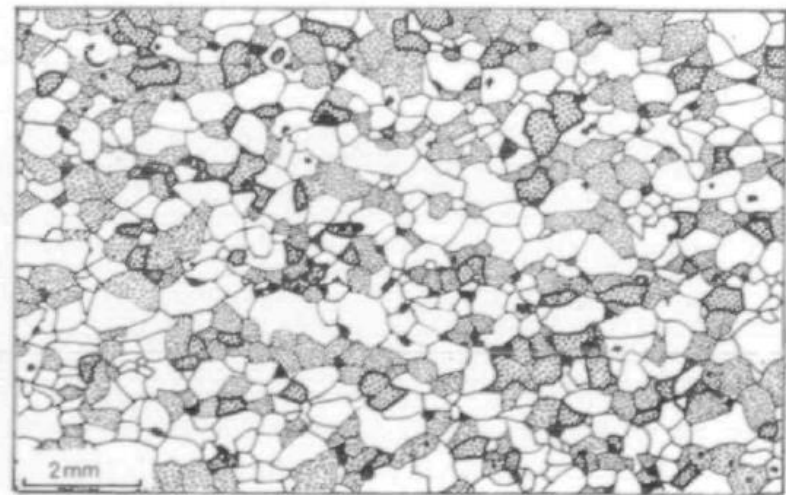
A



b



B



a

FIG. 6. Photomicrographs (crossed polarizers) and drawings of Sample DSW-1 (A) and PBN-3. (B). Equigranular textures. Ornament as in Fig. 1.

A Tabular equigranular texture.

B Mosaic equigranular texture.

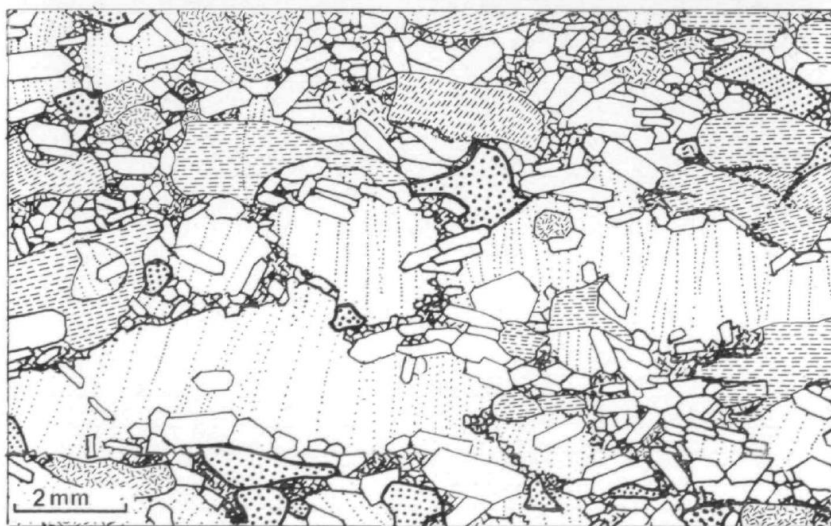
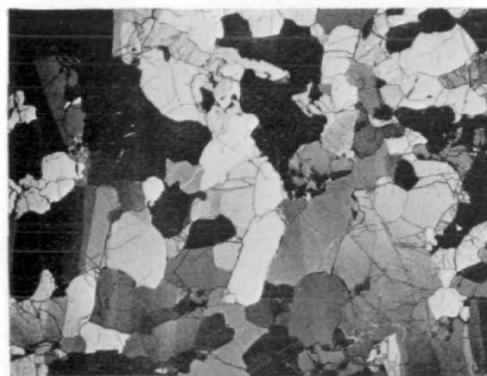
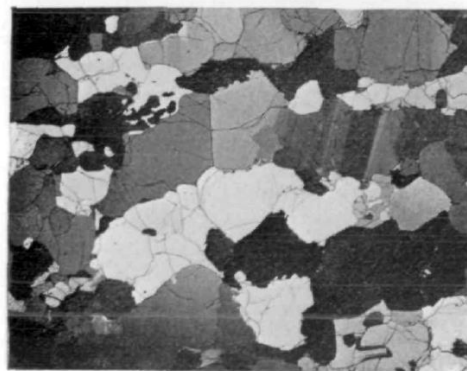
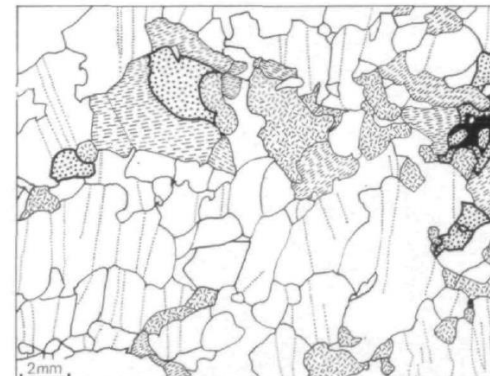


FIG. 8. Photomicrograph (crossed polarizers) and drawing of sample 69-KI-14, garnet lherzolite from imberlite. Transitional texture between the porphyroclastic and the tabular equigranular texture., observed in the a - c kinematic plane, a kin. horizontal. Ornament as in Fig. 1.



A



B

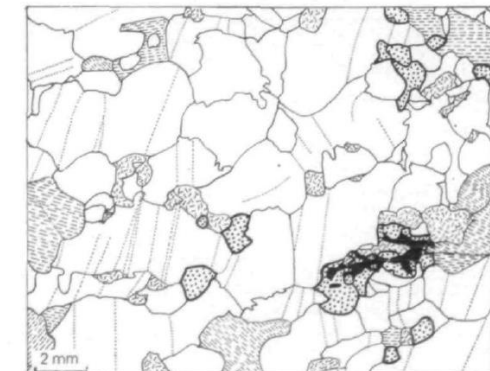


FIG. 12. Photomicrographs (crossed polarizers) and drawings of Samples 69-SAL-225 (A) and 70-SAL-16(B). Transitional textures between the protogranular and the porphyroclastic textures, observed in the a - c kinematic plane, a kin. horizontal. A comparison with the typical protogranular textures of Fig. 1 emphasizes the fact that the crystals are elongated and oriented in a common direction (development of a foliation and of a stronger fabric: see Mercier, 1972, p. 126). For individual crystals there is a definite relation between the development of elongation, ragged contours and kink-bands with boundaries normal to the elongation. This is explained by the initiation of intracrystalline gliding with twisting of the lattice (p. 476).

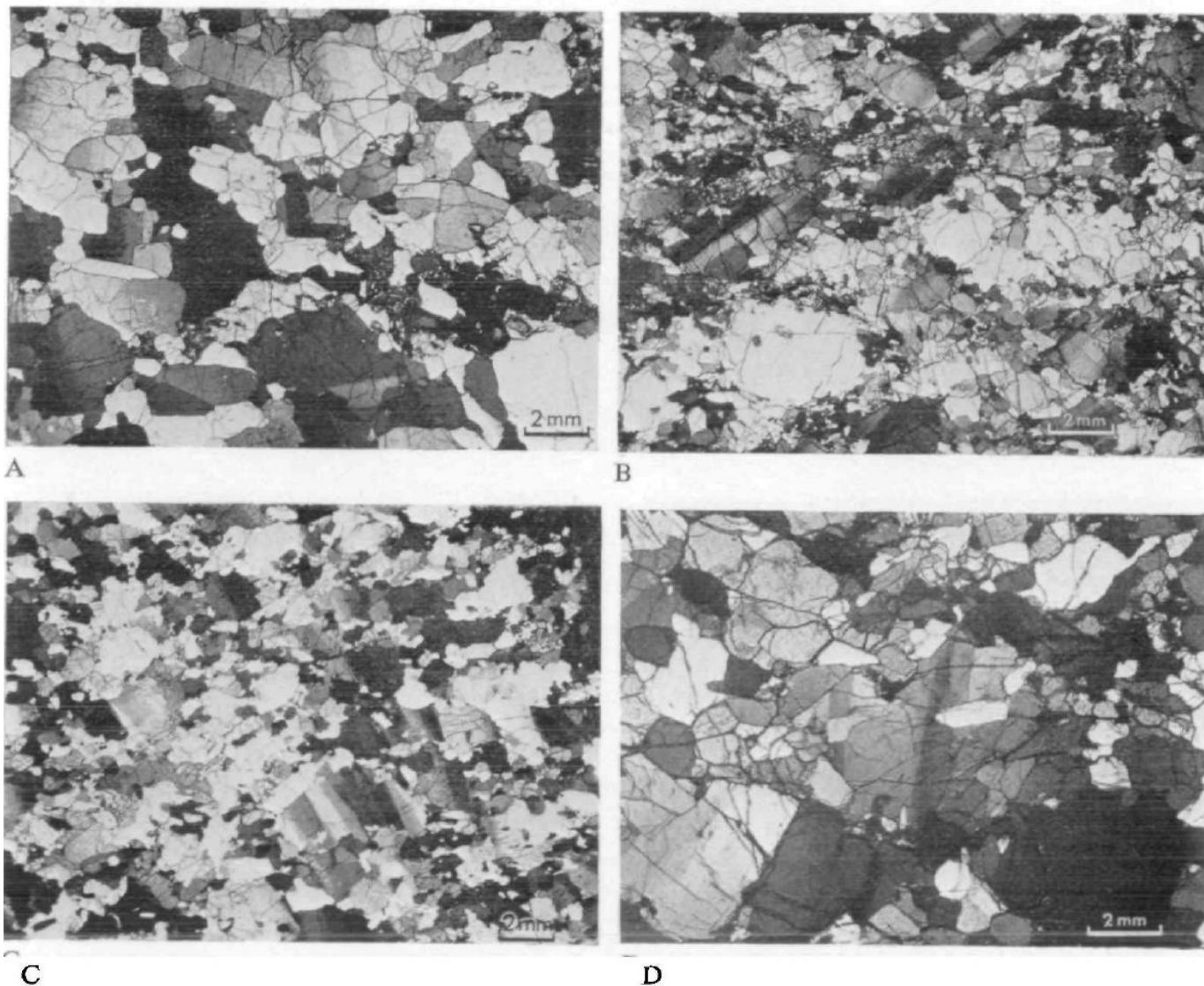
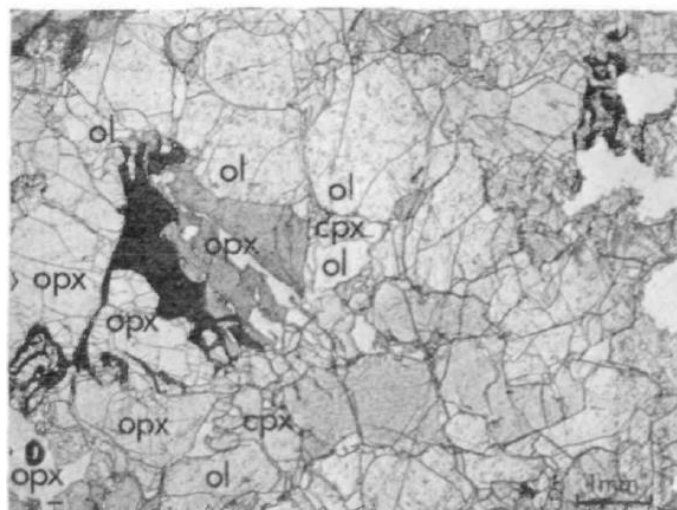


FIG. 13. Photomicrographs (crossed polarizers) illustrating transitional textures between porphyroclastic and equigranular types, observed in the a - c kinematic plane (a kin. horizontal).

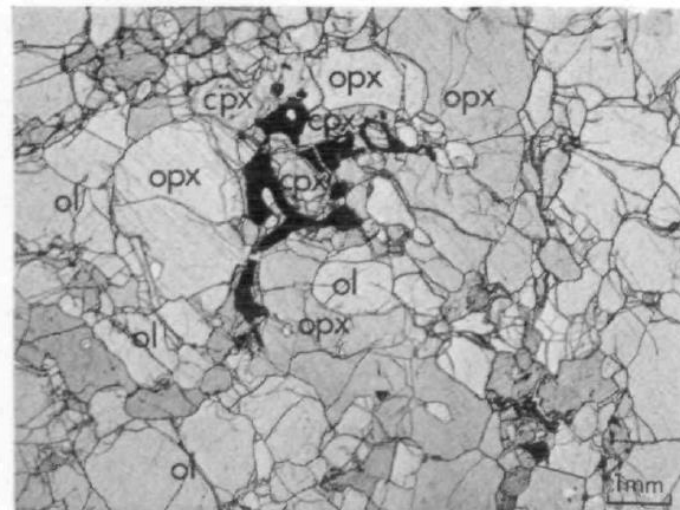
A Coarse-grained texture with few large tablets (Sample SAL-18).

B & C Common types with increasing proportion of tablet often elongated parallel to porphyroclast crystallographic axes (B: sample PAL-22, histogram 14, Fig. 16; C: sample SAL-3, histogram 12, Fig. 16).

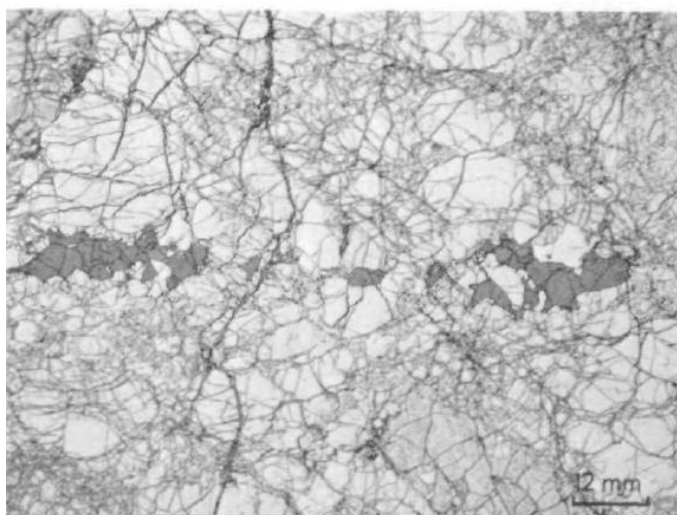
D Enlarged section showing the tablets post-date kink-banding in porphyroclasts; also note some equant neoblasts (Sample PAL-15).



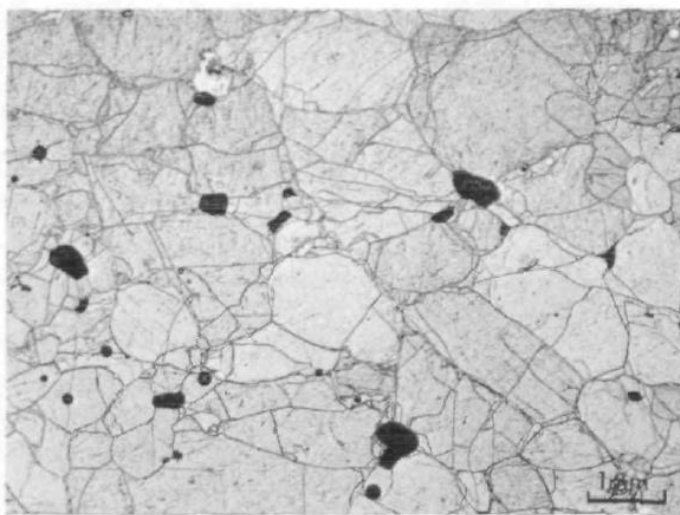
A



B



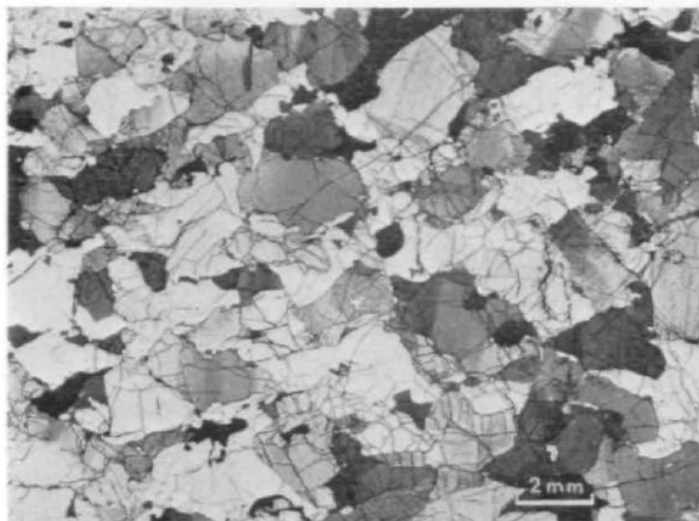
C



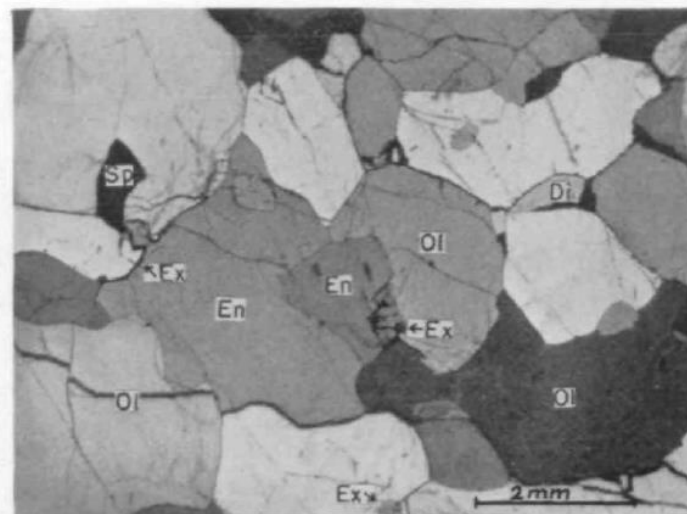
D

FIG. 14. Photomicrographs illustrating spinel habits in relation with the textural groups.

- A Protogranular texture: vermicular spinel partly still as exsolutions in enstatite (Sample PAL-18).
- B Protogranular texture: vermicular spinel lying between recrystallized enstatites, still in clusters (Sample SAL-20).
- C Porphyroclastic texture: holly-leaf shaped spinels mostly surrounded by olivine crystals and parallel to the foliation (LPG-1).
- D Equigranular texture (tending toward secondary protogranular one): large rounded spinels in inclusions in olivine or at the triple points (Sample 73-BNT-1).



A



B



C



D

FIG. 17. Photomicrographs (crossed polarizers) illustrating secondary textures indicated by spinel inclusions in olivine.

- A Secondary protogranular texture (Sample 73-BNT-1).
- B Secondary protogranular texture: both diopside and spinel as primary minerals (marked Di, Sp) and secondary exsolved ones in enstatites (marked Ex)—Sample 69-SAL-63.
- C Secondary porphyroclastic texture: moderate deformation (Sample PAL-11).
- D Secondary porphyroclastic texture: strong deformation (Sample PBN-14).

TABLE I

Main features of the textural types allowing distinction between protogranular, porphyroclastic and equigranular textures, and between primary or 'secondary' (i.e. later) cycles

<i>Olivine fabric</i>	Weak <i>X</i>	Strong <i>Z</i> (porph.)	Strong <i>X</i> or weak fabric
<i>Spinel shape</i>	Blebs in enstatite	Holly-leaf shaped	Inclusions in olivine
<i>Olivine boundaries</i>	Curvilinear	Ragged + polygonal	Only polygonal
<i>No spinel inclusions in porphyroclasts</i>	PROTOGRANULAR I	PORPHYROCLASTIC I	EQUIGRANULAR I
<i>Spinel inclusions in (remnant) porphyroclasts</i>	PROTOGRANULAR II	PORPHYROCLASTIC II	EQUIGRANULAR II

B. Harte 1975

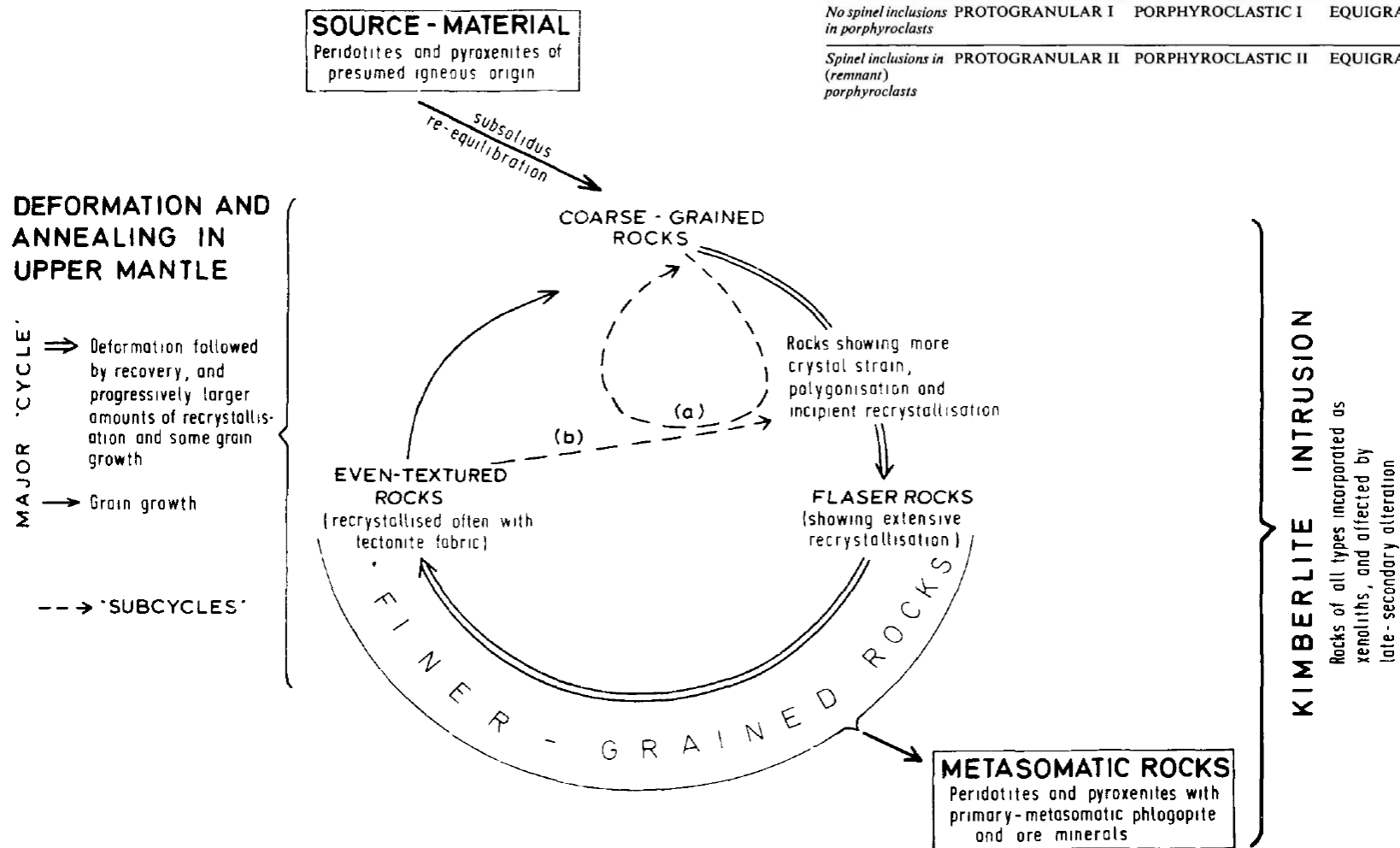
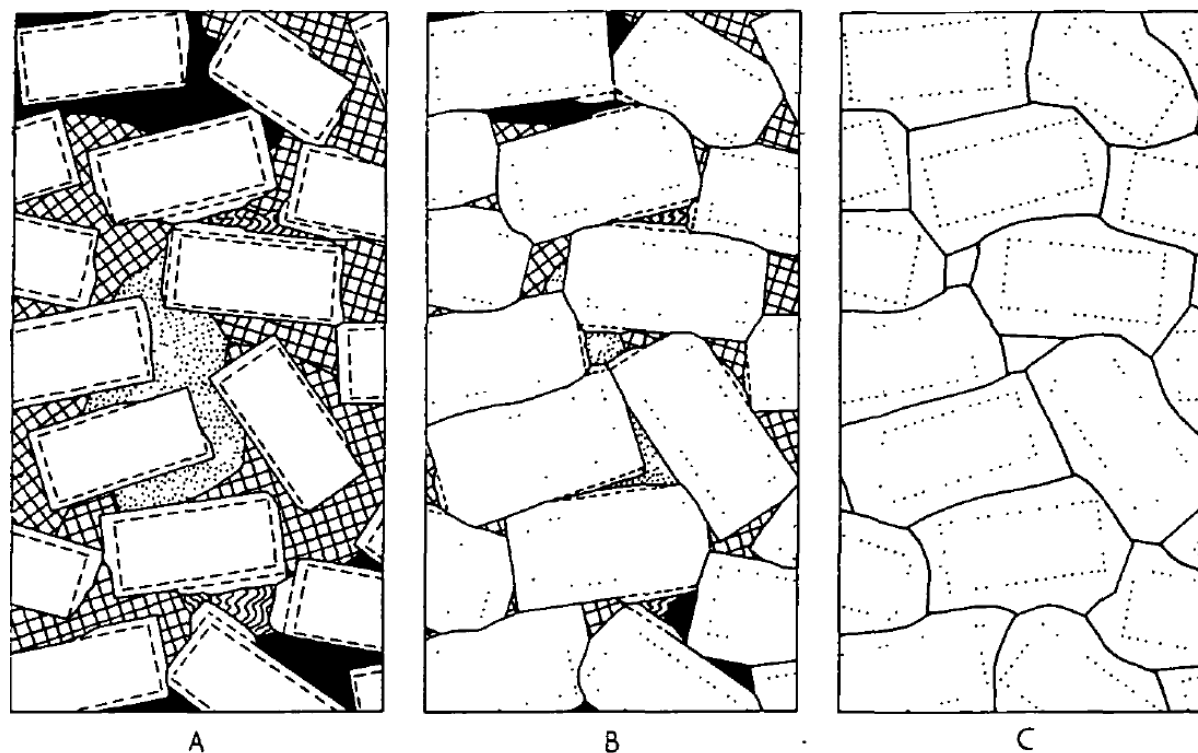


FIG 10 Summary of geological history, as indicated principally by petrography, of upper mantle xenolith from the Matsoku kimberlite pipe. See text for explanation



PLAGIOCLASE
Boundary of the cumulus crystals (labradorite) diagrammatically shown by the innermost rectangle. The limits of medium and low temperature zones, where developed, shown outside the cumulus crystal boundaries.

PLAGIOCLASE
Boundary of the cumulus crystals (labradorite) shown by the dotted line. Outside is adcumulate growth of plagioclase of similar composition. In places beyond the broken lines, lower temperature zones are shown.

PLAGIOCLASE
The cumulus part of the crystal is shown within the dotted line. This has been enlarged by growth of more plagioclase of the same composition, which fills the interstices.

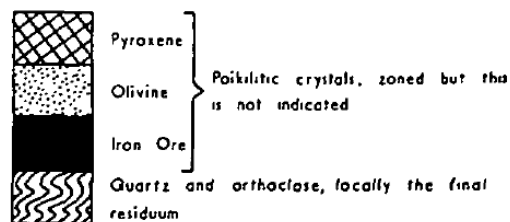
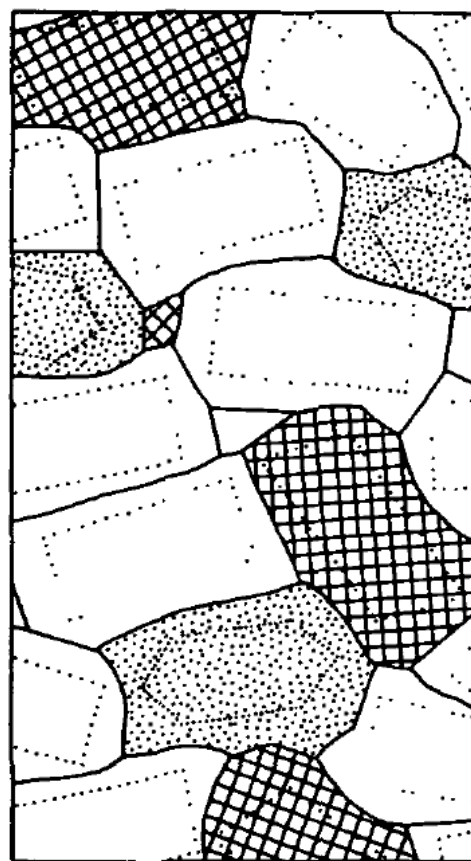
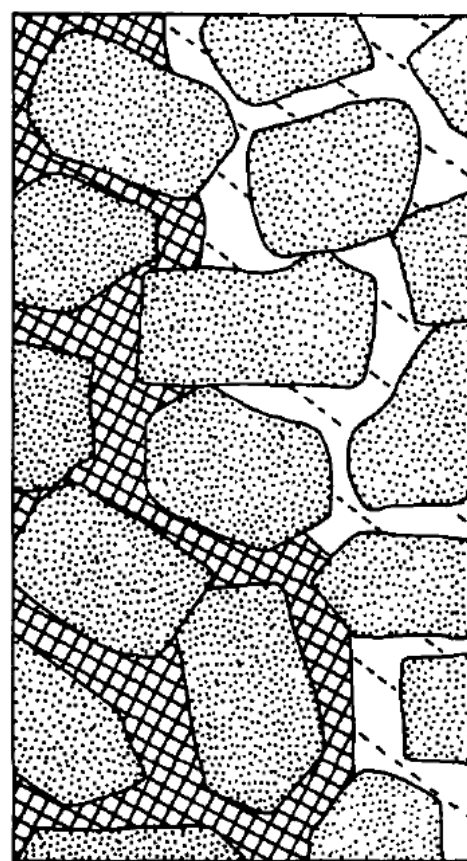


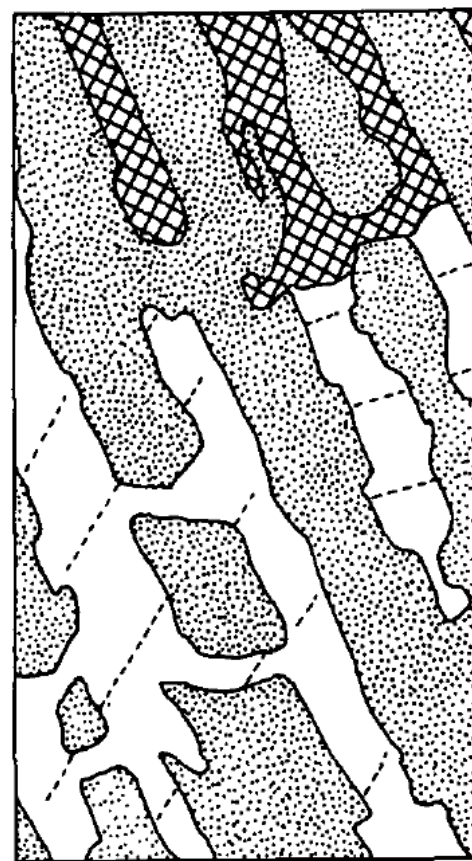
FIG. 1. Diagrammatic representation of plagioclase cumulates formed from a gabbroic magma. A, extreme plagioclase orthocumulate. B, plagioclase mesocumulate. C, extreme plagioclase adcumulate.



A



B



C

FIG. 2. Diagrammatic representation of an adcumulate, heteradcumulate, and harrisitic cumulate formed from gabbroic magma. Plagioclase, white; olivine, stippled; pyroxene, cross-hatched. A, plagioclase-olivine-augite adcumulate in which the three types of cumulus crystals are considered to have been enlarged by the adcumulus process until all the intercumulus liquid has been eliminated (cf. Fig. 1c). The boundaries of the cumulus crystals of plagioclase, olivine, and pyroxene are indicated diagrammatically by dotted lines. The material inside and outside the dotted lines has the same composition. B, olivine heteradcumulate. Large poikilitic augite and plagioclase crystals, essentially unzoned, are shown surrounding cumulus olivines. Adcumulus growth of the olivines is not indicated on the diagram. In this diagram it is assumed that there was no trapped liquid. C, olivine harrisitic cumulate. All olivine shown has the same orientation and is essentially unzoned. The surrounding plagioclase and pyroxene are also essentially unzoned and are considered to have been formed as in the heteradcumulates.

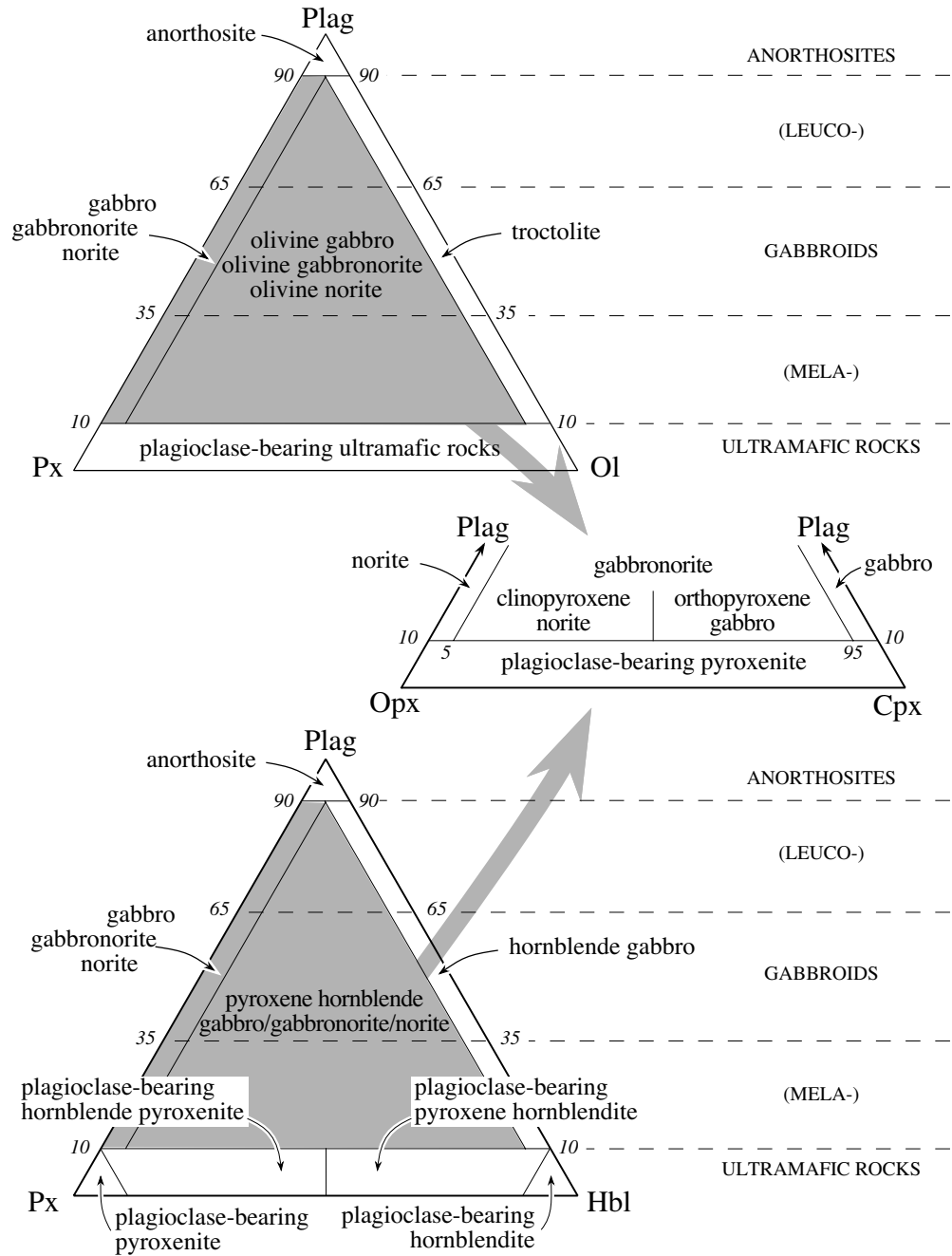


Fig. 2.6. Modal classification of gabbroic rocks based on the proportions of plagioclase (Plag), pyroxene (Px), olivine (Ol), orthopyroxene (Opx), clinopyroxene (Cpx), and hornblende (Hbl) (after Streckeisen, 1976, Fig. 3). Rocks falling in the shaded areas of either triangular diagram may be further subdivided according to the diagram pointed to by the arrows.

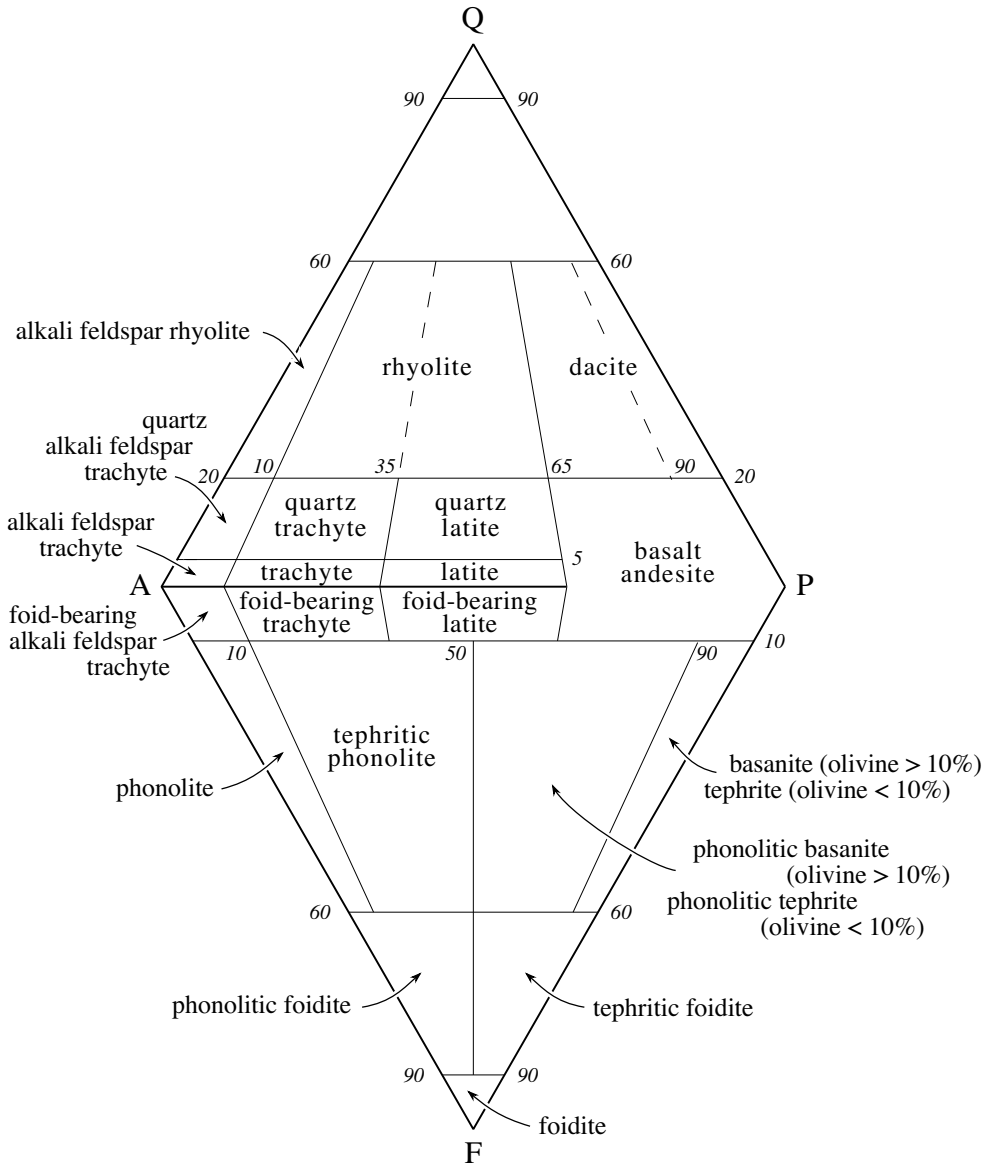


Fig. 2.11. QAPF modal classification of volcanic rocks (based on Streckeisen, 1978, Fig. 1). The corners of the double triangle are Q = quartz, A = alkali feldspar, P = plagioclase and F = feldspathoid. This diagram must not be used for rocks in which the mafic mineral content, M, is greater than 90%.

Jean-Pierre Bard
 Livre textures, 1990

Principales Textures des Roches Magmatiques

A : Roches volcaniques (laves)

- : Plus de 95 % de verre amorphe ou recristallisé
- (1) = texture *hyaline* + pseudo - perlitique (fentes de retrait) ou perlitique (billes de verre cimentées)
- (2) et (3) = texture *vitro-clastique* : échardes de verre ayant la forme de X, de T ou de L provenant parfois d'un matériel vésiculé (ponce); ces vésicules (lithophyses) peuvent être des bulles (2) où des canaux (axiolites) à parois fibro-cristallines (3).

- : Moins de 95 % de verre amorphe ou recristallisé
- (4) = texture *microlitique* : phénocristaux, phénoclastes et microlites inclus dans une pâte amorphe (var. microlitique *porphyroïdes* quand gros phénocristaux)
- (5) = texture *microlitique fluidale* : microlites de la pâte dessinant une structure planaire (plan d'écoulement (de fluidalité) de la lave)
- (6) = texture *trachytique* : moins de 10 % de verre dans lequel s'orientent des microlites et/ou des phénocristaux de feldspath s'appuyant les uns sur les autres
- (7) = texture *felsitique* : décrit une roche microlitique où la pâte a finement recristallisé
- (9) = texture *sphérolitique* : roche microlitique montrant des sphérolites fibro-radiés issus de la recristallisation du verre ou de la cristallisation rapide tardi-magmatique de microcristaux aciculaires.

□→ Textures "*spinifex*" : cf. p. 72.

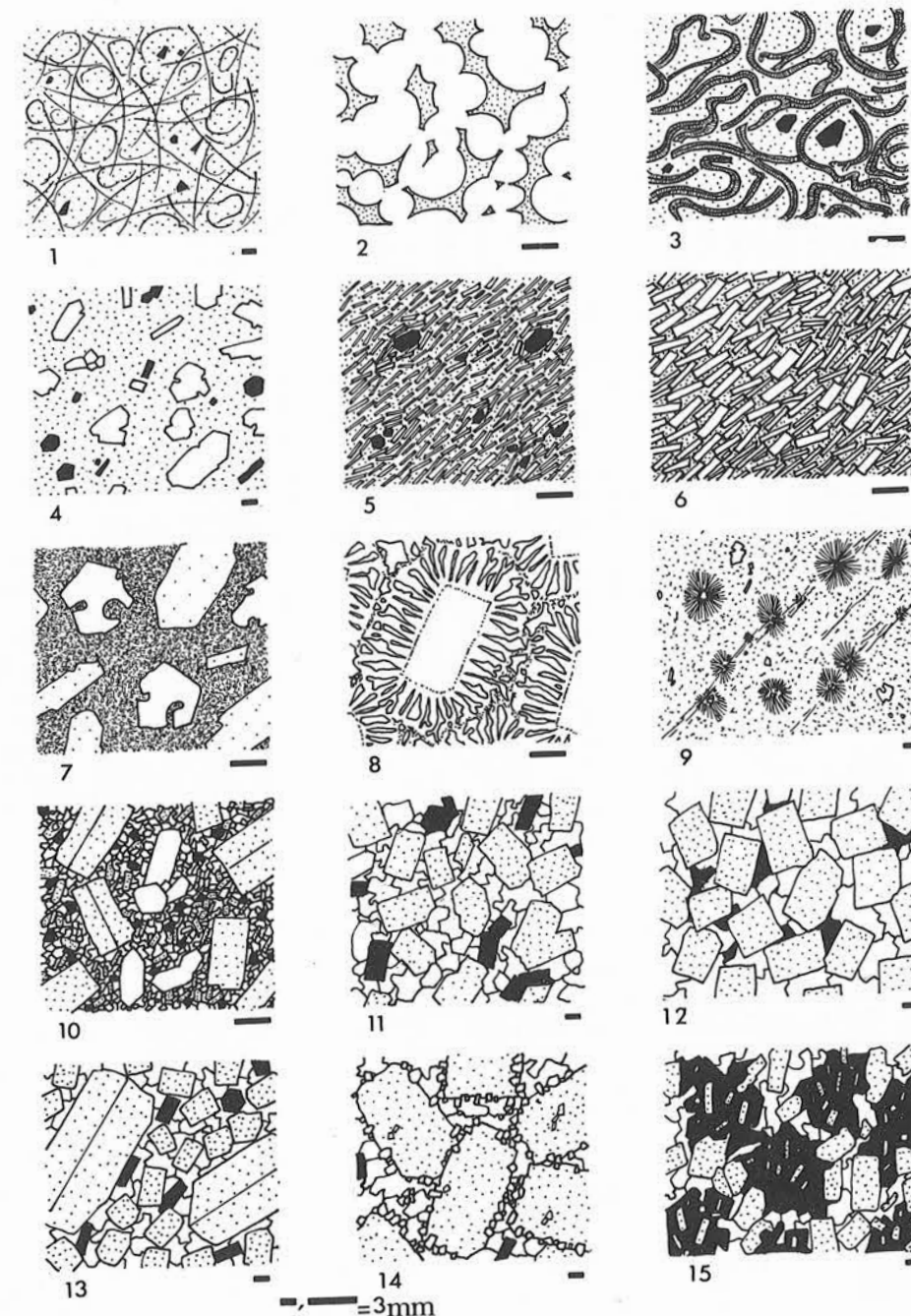
B : Roches hypo-volcaniques (filons et sills) mis en place près de la surface) :

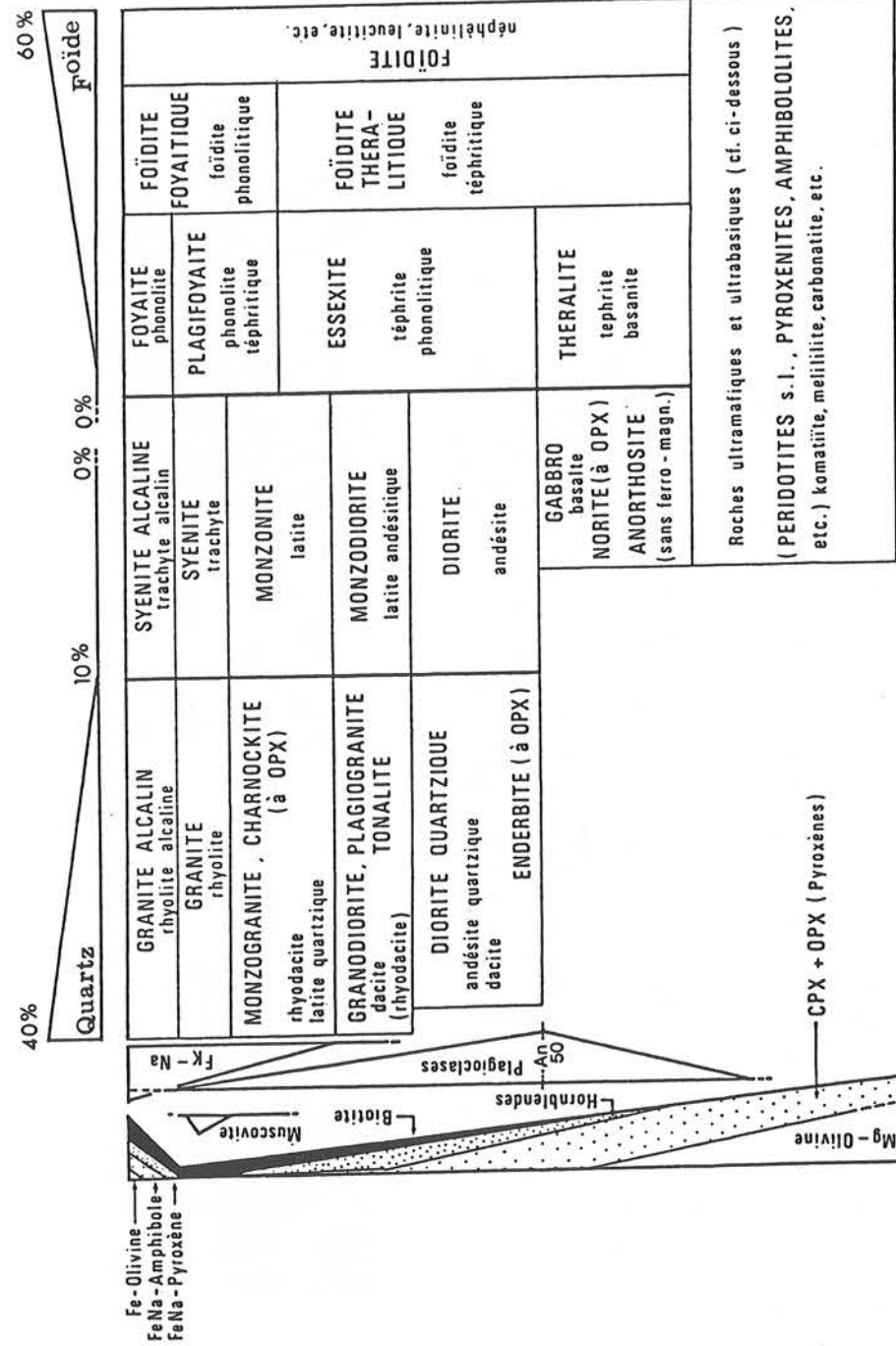
- (8) = texture *granophyrique* : symplectite de quartz - F_K autour de porphyrocristaux de F_K
- (10) = texture *microgrenue* : phénocristaux englobés dans une matrice microgrenue sub-isogrenulaire (var. microgrenue *porphyroïde* ; text. *lamprophyrique* : ferro-magnésien principal automorphe en phénocristaux et en microcristaux).

□→ Texture des *filons basiques* : cf. page 126.

C : Roches meso-crustales ou de grande profondeur

- (11) = texture *grenue* : roche phanéritique iso-ou hétérogranulaire (var. *porphyroïde* cf. (13))
 - (12) = texture *agpatitique* : roche grenue à microlitique caractérisée par le développement tardi-magmatique de ses ferro-magnésiens
 - (14) = texture *grenue "en cloison"* : roche affectée d'une protoclaste ou d'un début de cataclase (cf. tectonites p. 150 - 151) caractérisée par un mortier de microcristaux cimentant des porphyrocristaux.
 - (15) = texture *grenue poecilolithique* : poecilocristaux automorphes ou xénomorphes englobant d'autres constituants de la roche
- Textures de *cumulats* : cf. p. 71.





Tab. III : Classification des principales ROCHES MAGMATIQUES (majuscules = roches plutoniques grenues ; minuscules = équivalents sous la forme de laves microlitiques) (Tableau à double-entrée : verticalement en fonction des teneurs en quartz ou feldspathoïdes ; horizontalement en fonction : ■ de la nature et des proportions des feldspaths ; ■ du pourcentage relatif et des occurrences les plus fréquentes de minéraux ferromagnésiens).



Fig. 2-1: Texture vitro-clastique. *Hyallo-ignimbrite*, Oued Randa, Territoire des Agas et des Issas (col. M. Seylen). Cette roche volcanique est constituée par la coalescence de vésicules et de billes plus ou moins éclatées et déformées de verre rhyolitique. Ces gouttes hyalines s'entourent d'une fine paroi fibro-radiale donnant en section des vermicules (axiolites). Comme cela est illustré par le dessin de la cartouche, ces axiolites ont des contours très sinueux et sont parfois discontinus et tronçonnés ; on observe de rares cristaux de quartz (tridymite) inclus dans une matière amorphe (verre). La roche se débite en fragments sub-sphériques grâce à un système de microfractures courbes dues à un refroidissement brutal (fentes de retrait associées à un mécanisme de trempe) du verre rhyolitique. Cette roche est aphanitique car on n'y distingue pratiquement aucun minéraux à l'œil nu comme au microscope.

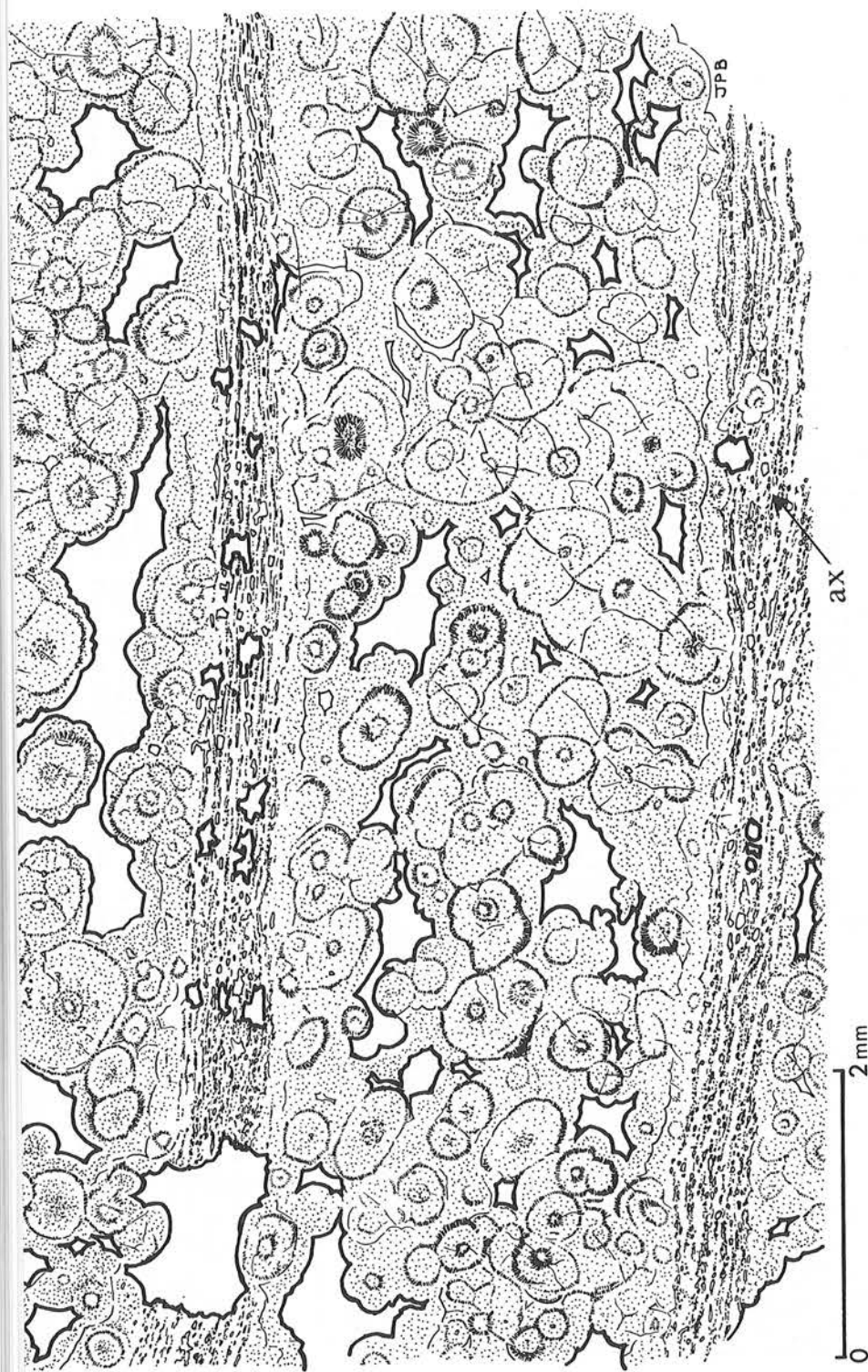


Fig.2-2 : Texture hyaline perlitique. *Perlite rhyolitique, Ile de Lipari, Italie*. Cette roche volcanique est constituée par des microrhythmes où sont empilées des petites billes (perles) de verre rhyolitique. La coalescence de ces billes hyalines (parfois centrées sur des microclastes de quartz) est due à une silicification tardi-volcanique probablement liée à la percolation de solutions aqueuses ou gazeuses. Les rythmes à texture perlitique sont séparés par des couches à texture axiolitique (cf. Fig.2.35) qui matérialisent les plans de fluidalité et d'écoulement des horizons perlitiques ; le dégazage et les mécanismes de dévitrification se sont vraisemblablement développés à partir de ces interlits axiolitiques.

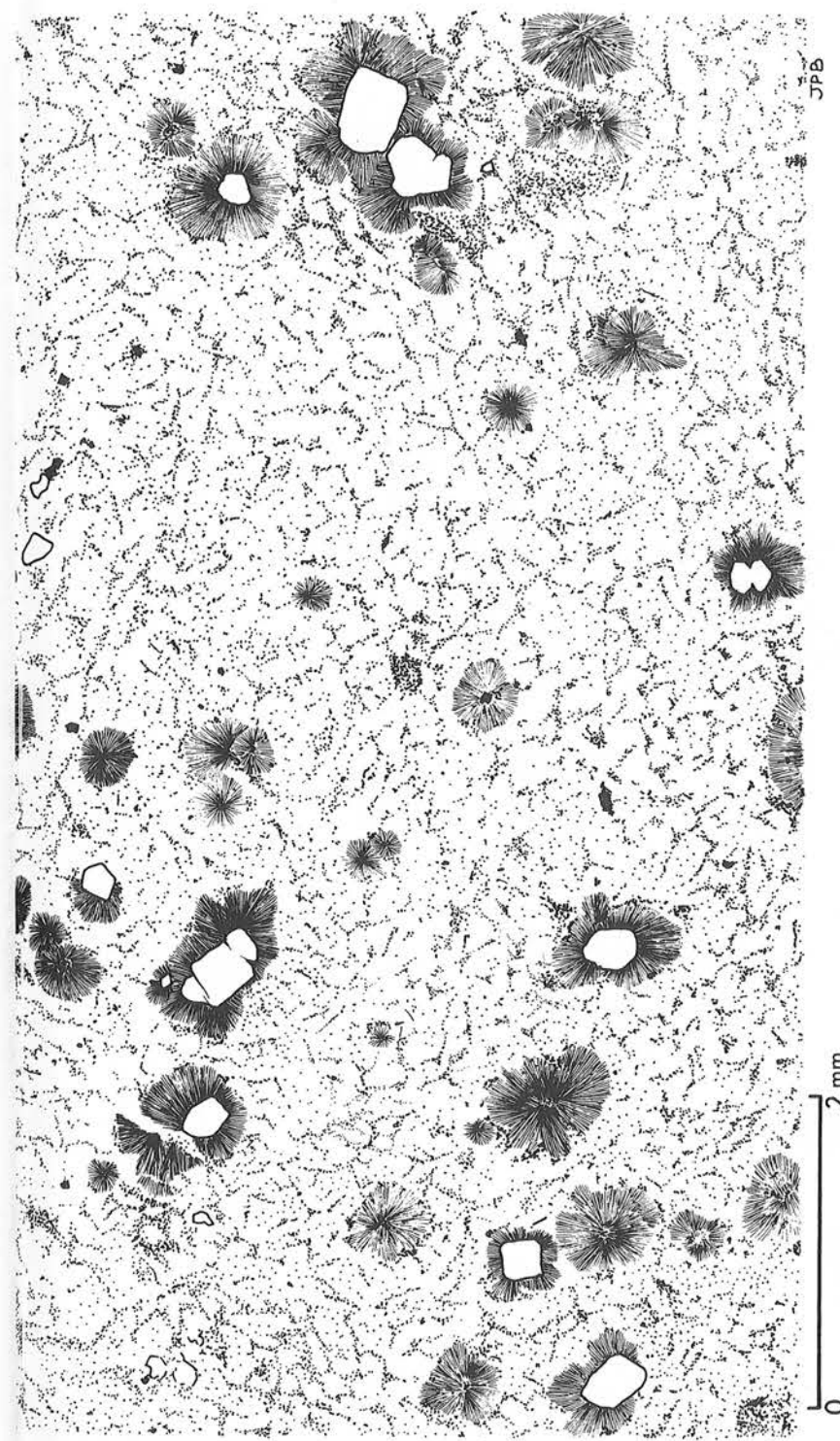


Fig.2-3 : Texture hyaline sphérolitique. *Pyromélide rhyo-dacitique, Sierras d'Aracena (région de Zúñe, Andalousie occidentale), Espagne*. Dans une mésostase felsitique issue de la dévitrification d'un verre, on observe des sphérolites fibro-radiés d'orthose et d'hématite centrés sur des quartz "rhyolitiques" arrondis. Ces cristaux de quartz ont joué le rôle de support (nucléation hétérogène, p.13) de la croissance très rapide des microcristaux fibreux. Ces derniers sont classiquement interprétés comme des constituants dendritiques provenant de la dévitrification du verre matriciel. Ces phénomènes se sont déroulés à la suite d'un sur-refroidissement ("super-cooling", p. 117) brutal (trempe) d'un liquide magmatique ; les sphérolites fibro-radiés sont souvent elliptiques ou sphériques (réalisations de pseudo-croix noires centrées ou décentrées) et orientées dans des plans mimétiques des plans d'écoulement et de "dégazage" de la lave hyaline.

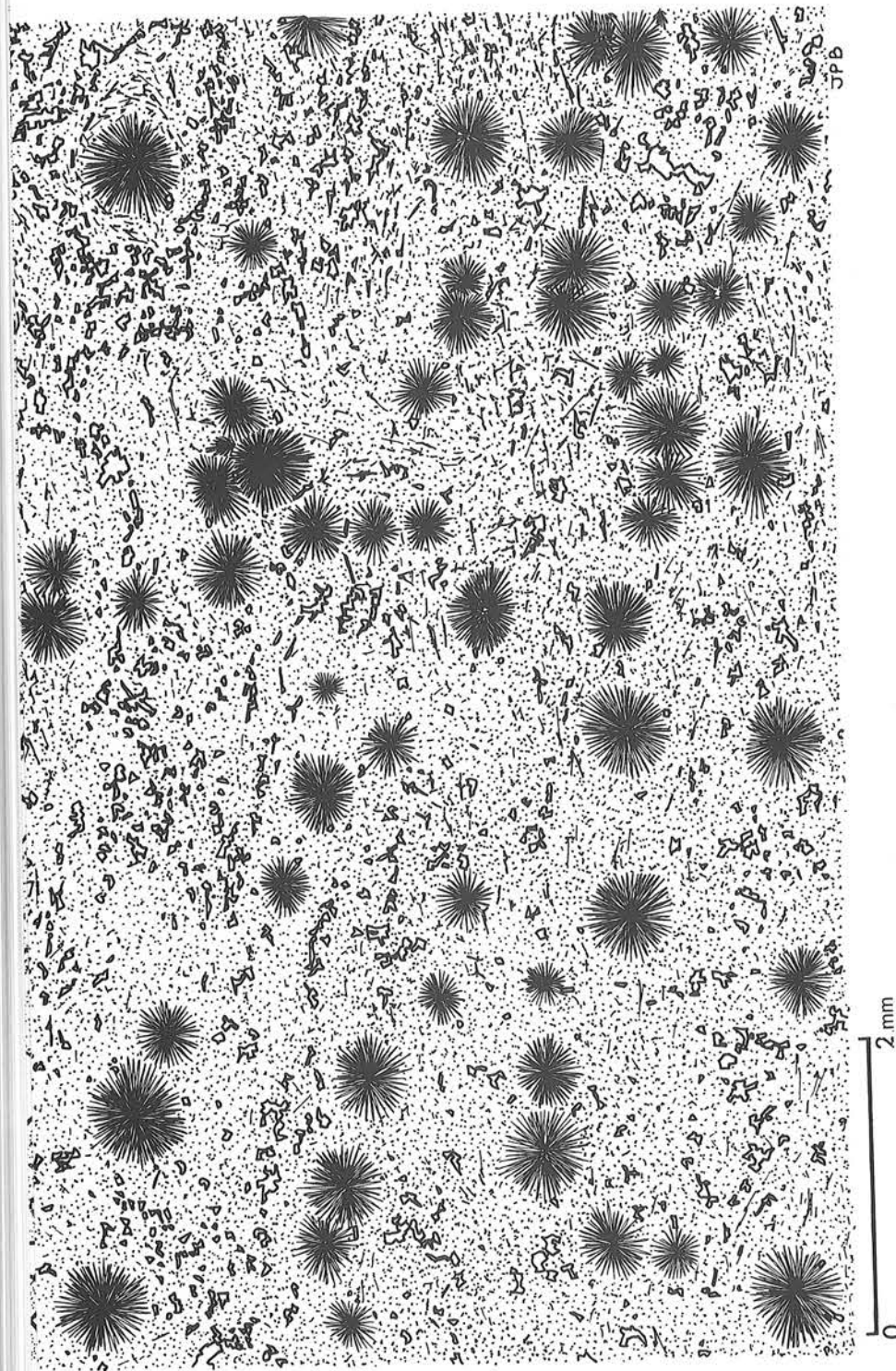


Fig. 2-4 : Texture microolithique sphérolitique (en "outsin"). *Pantellerite sphérolitique, Hoggar occidental, Algérie (Col. R. Caby)*. Cette roche est une lave hyperalcaine qui diffère de la roche 2-3 par l'absence quasi-totale de verre. Les sphérolites sont constitués par des aiguilles squelettiques (dendrites) d'opaques et de riebeckite qui se sont développés rapidement lors de la cristallisation des constituants de la matrice. Il s'agit en l'occurrence d'un fond crypto-cristallin à microcristallin de feldspath alcalin, de riebeckite aciculaire et de granules de clinopyroxène aegyrinique. Cette texture correspond là aussi à un refroidissement brutal ("super-cooling") d'un liquide hyperalcain de composition syénitique. Les sphérolites ont pu se développer tardivement à partir de germes microcristallins matriciels.

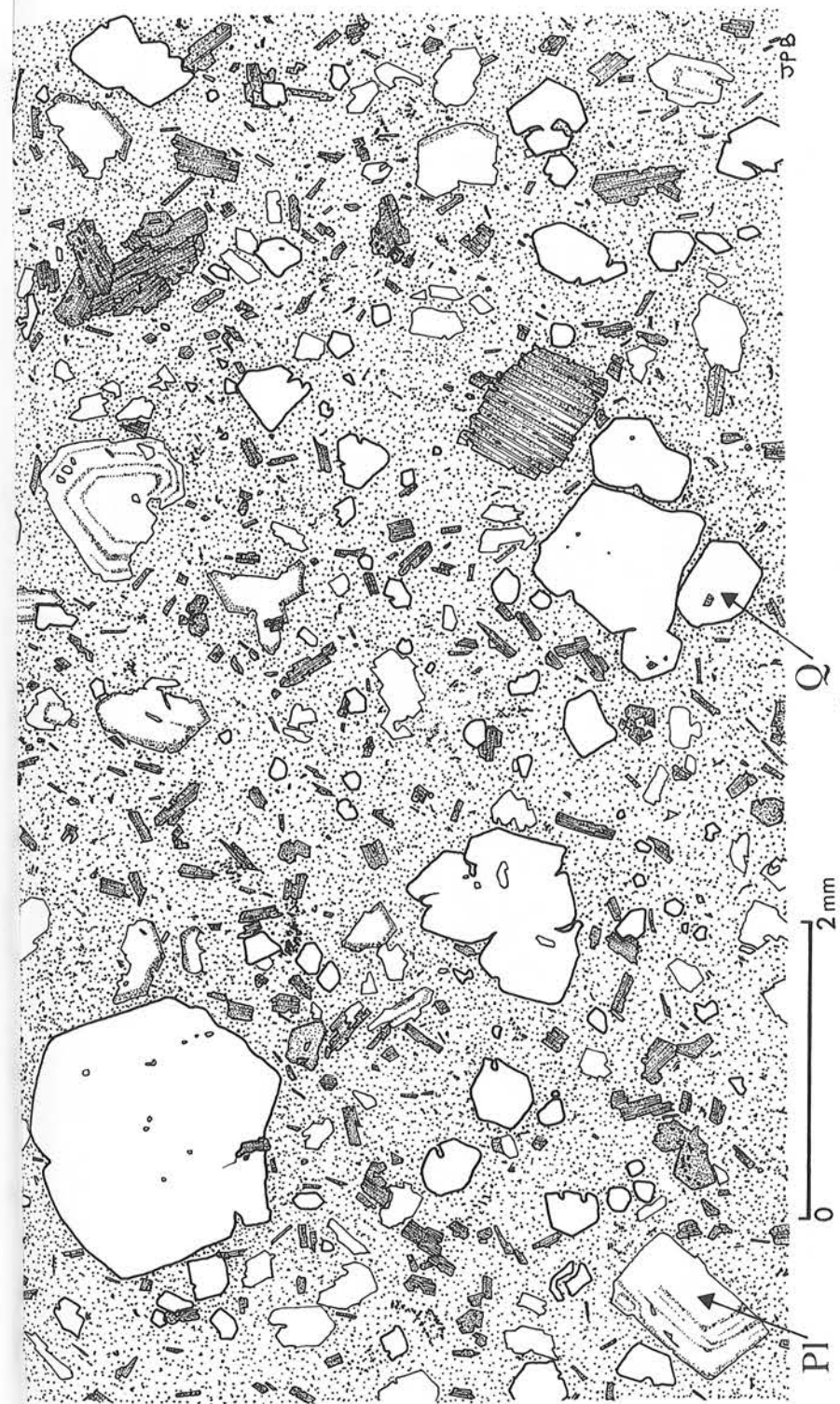


Fig. 2-5 : Texture microolithique. *Rhyolite en gisement filonien, région de Limoges (Massif Central), France*. Cette roche hypovolcanique holocristalline est constituée par divers types de phénocristaux inclus dans un fond felsitique crypto-cristallin (verre dévitrifié ?). Les phénocristaux de quartz sont sub-automorphes (diexahédriques) et plus ou moins pourvus des classiques "golfes de corrosion" des quartz rhyolitiques. Les plagioclases montrent des zonations oscillatoires et se présentent fréquemment sous l'aspect de porphyroclastes ; leur appartenance pétrogénétique à la rhyolite n'est pas évidente. Les biotites sont lobées dans la mésostase ; elles forment parfois des agglomérats polycristallins (*gloméro-porphyrhes*) qui ont cristallisé dans un stade antérieur à la "prise" des minéraux matriciels (biotites "intra-telluriques").

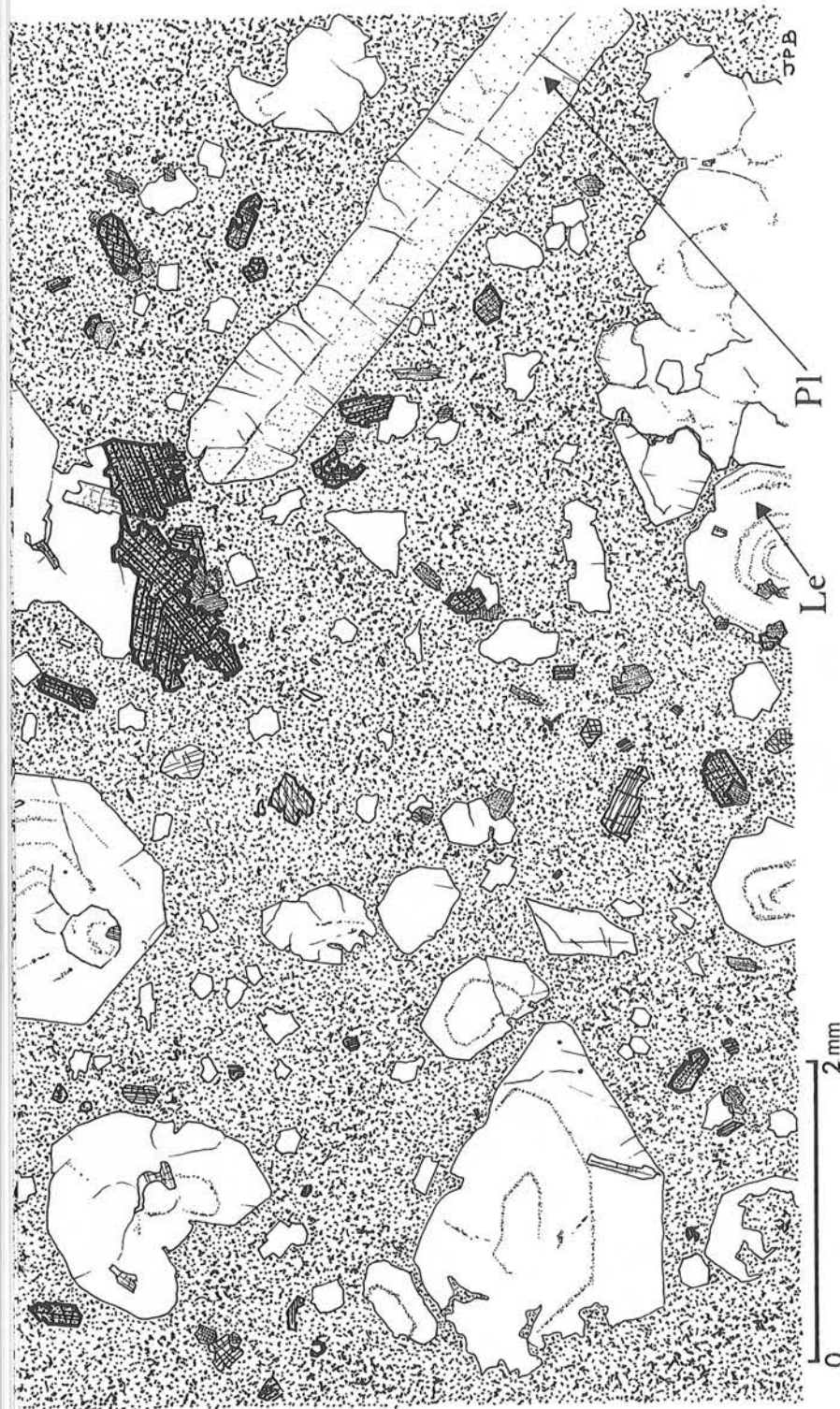


Fig. 2-6 : Texture microolithique à tendance porphyroïde. Tephrite à leucite, Lac Vaco (Toscane), Italie. Cette lave à "déficit" de silice montre des phénocristaux sub-automorphes de leucite, de plagioclase et d'aegirite aegyrinique en agrégats glomératoires (1er "temps de cristallisation"). La leucite se présente sous l'aspect de monocristaux isolés ou sous celui de groupements composés pseudo-mâcles (syneustis) ; elle est "corrodée" par la matrice hyaline ou était "corrodée" avant son incorporation dans cette matrice. On y observe des inclusions fluides disposées de façon concentrique. Ce minéral, comme les plagioclases peut constituer des fragments anguleux qui avoisinent des microcristaux de pyroxène aegyrinique et de barkewicite (une amphibole fréquente des laves alcalines). La mésostase crypto-cristalline provient de la "dévitrification" d'un verre volcanique ; elle montre des microcristaux xénomorphes et mal cristallisés de feldspath alcalin et de ferro-magnésiens (2ème "temps de cristallisation").

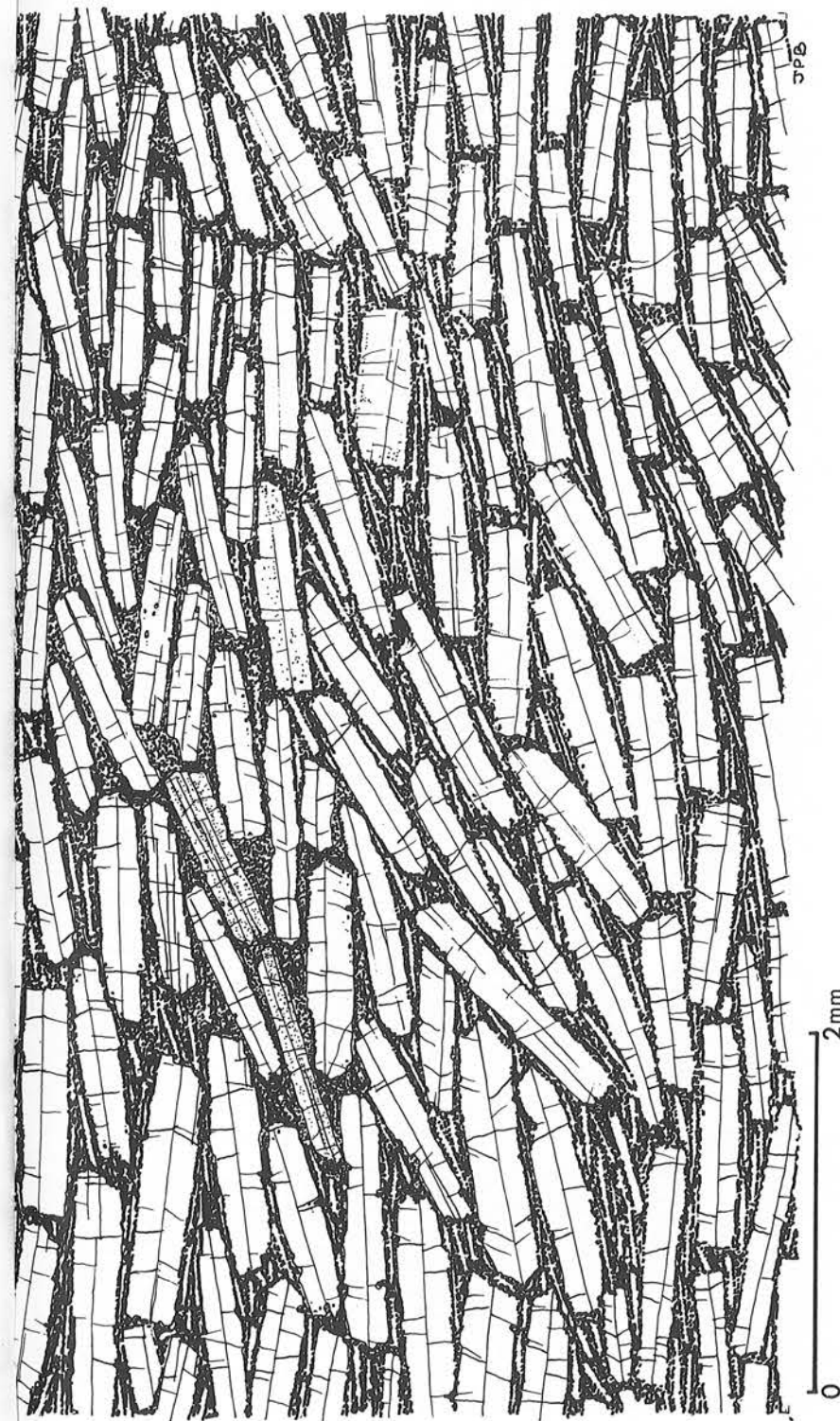


Fig.2-7 : Texture microolithique trachytique. Albétophyre, région de Zaña (Sierra Morena), Espagne. Cette texture est caractérisée par l'agencement de nombreux microclites de feldspath en tablettes. Ces derniers peuvent être des sanidines (cas fréquemment réalisés dans les trachytes) mais aussi des plagioclases (exemple de cette lave que l'on rencontre dans un complexe spilitique). Les lattes de feldspath, d'aspect squelettique, à tendance automorphe s'appuient les unes contre les autres et disposent leur grand axe dans le plan de fluidité de la lave. La matrice hyaline, relativement discrète (roche pratiquement holocristalline), est constituée par un verre basaltique renfermant des microclites natifs d'aspect dendritique de feldspath.

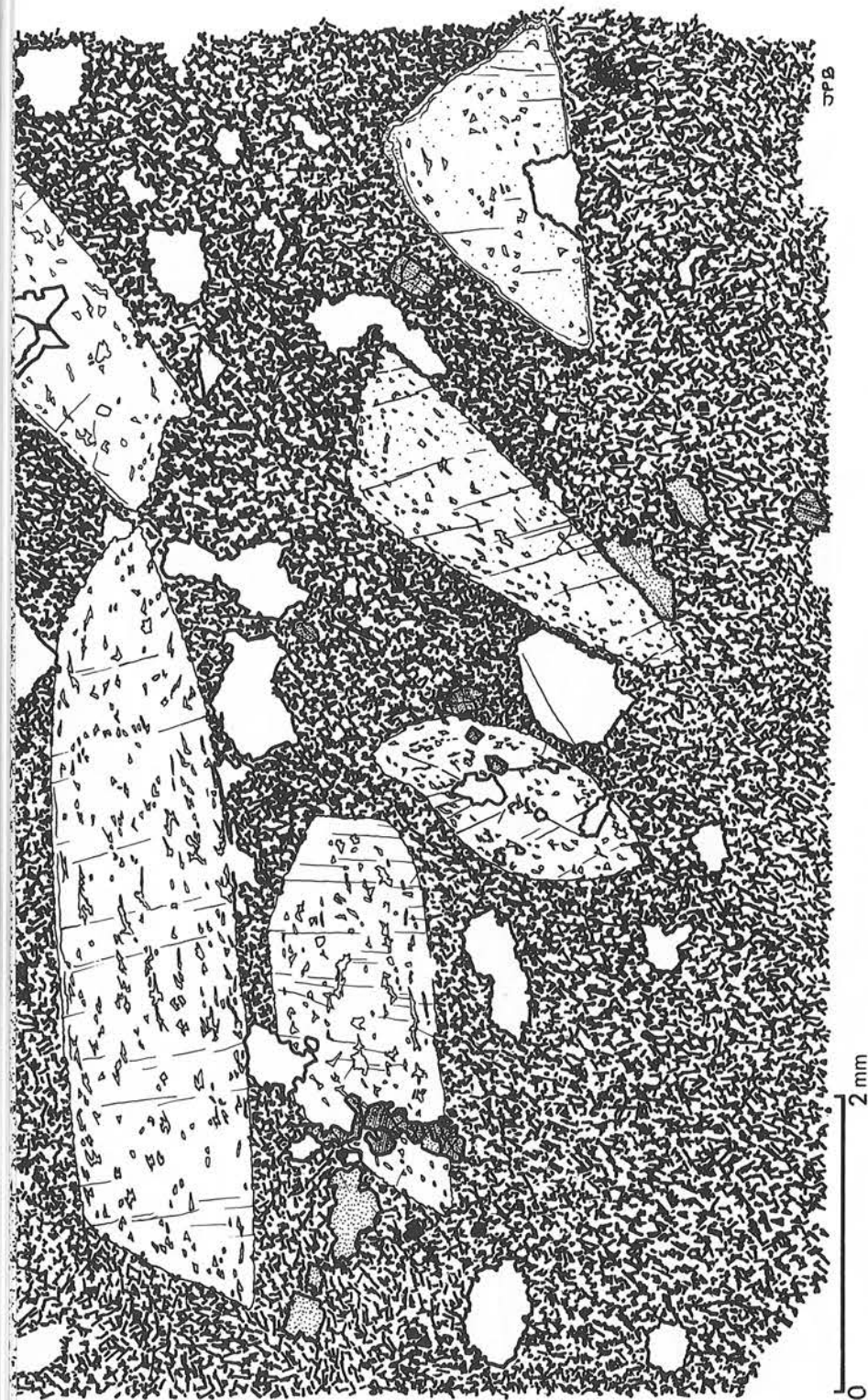


Fig. 2-8: Texture microcristalline phénoclastique. *Andésite, région d'Arequipa (Pérou)*. Cette lave montre des phénoclastes de plagioclase aux arêtes arrondies inclus dans une mésostase crypto-cristalline contenant des microclites de feldspath, des grains de pigeonite (clinopyroxène pauvre en Ca), des minéraux opaques et un verre volcanique foncé. Les phénoclastes présentent des inclusions qui pourraient correspondre à des gouttes de liquide emprisonnées par le minéral lors de sa croissance. Il est fréquent de noter que les phénocristaux des laves (en particulier des andésites) sont des fragments de minéraux dont l'origine peut être variable (phénocristaux "intra-telluriques", fragments arrachés des éponges de la cheminée ou de la chambre, etc.).

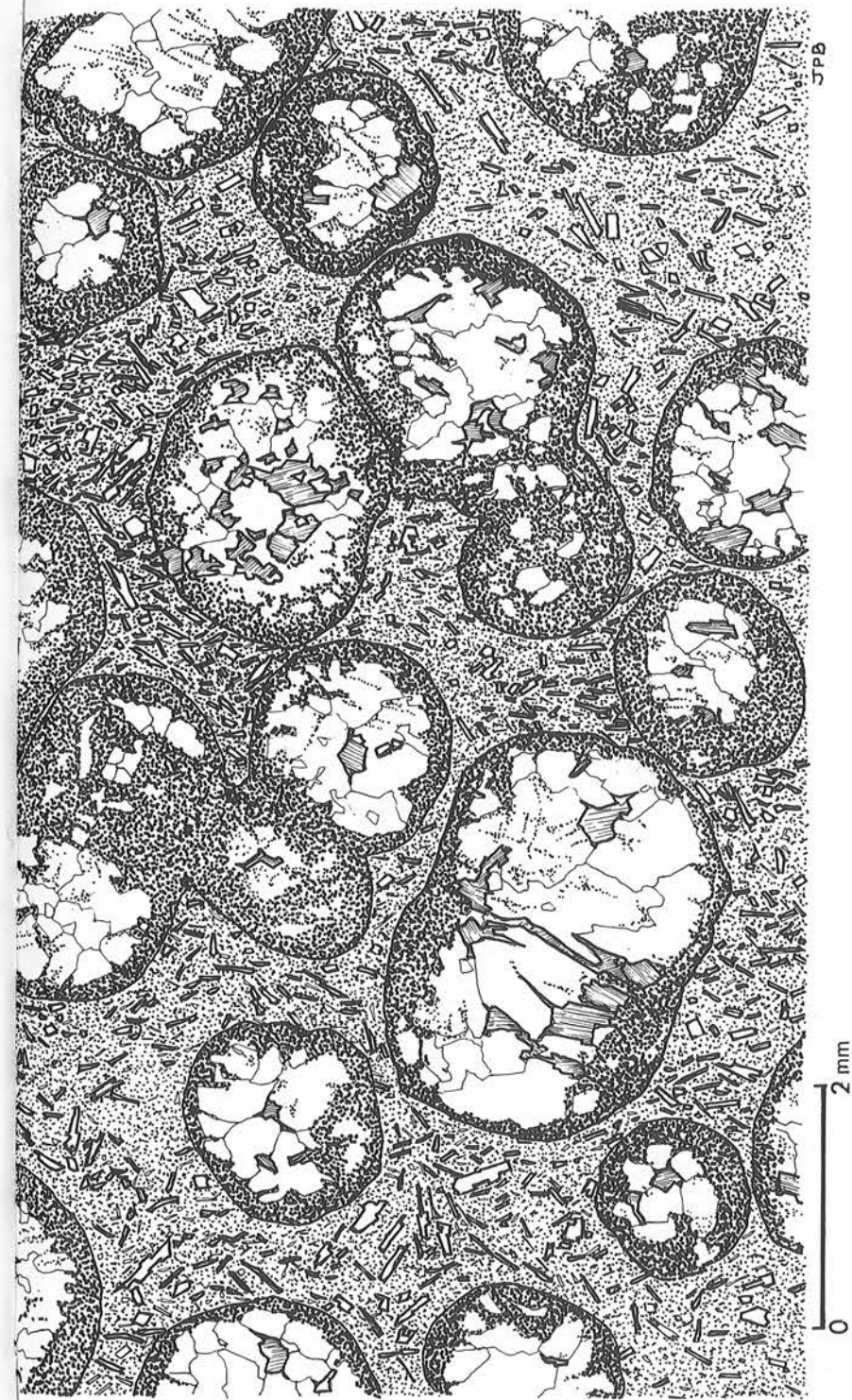


Fig. 2-9: Texture microcristalline vacuolaire. *Spélite en coussins ("pillow lava"), région de Zafra (Sierra Morena) Espagne*. Cette lave basaltique de composition particulière montre des vacuoles (*lithophysae*) colmatées par des minéraux de basse température tels que des chlorites, de la calcite, de la préhnite et des hydroxydes de fer. Ces vacuoles sont contemporaines du dégazage sous-marin peu profond d'une coulée de lave spilitique. La roche proprement dite est constituée par des microclites d'albite squelettique noyés dans une mésostase microcristalline à chlorite + calcite + épidote + actinote. Cette mésostase pourrait provenir de la transformation d'un verre basaltique en contact avec des solutions aqueuses empruntées à l'eau de mer et circulant dans la lave lors de son ascension et/ou son épanchement sous-marin.

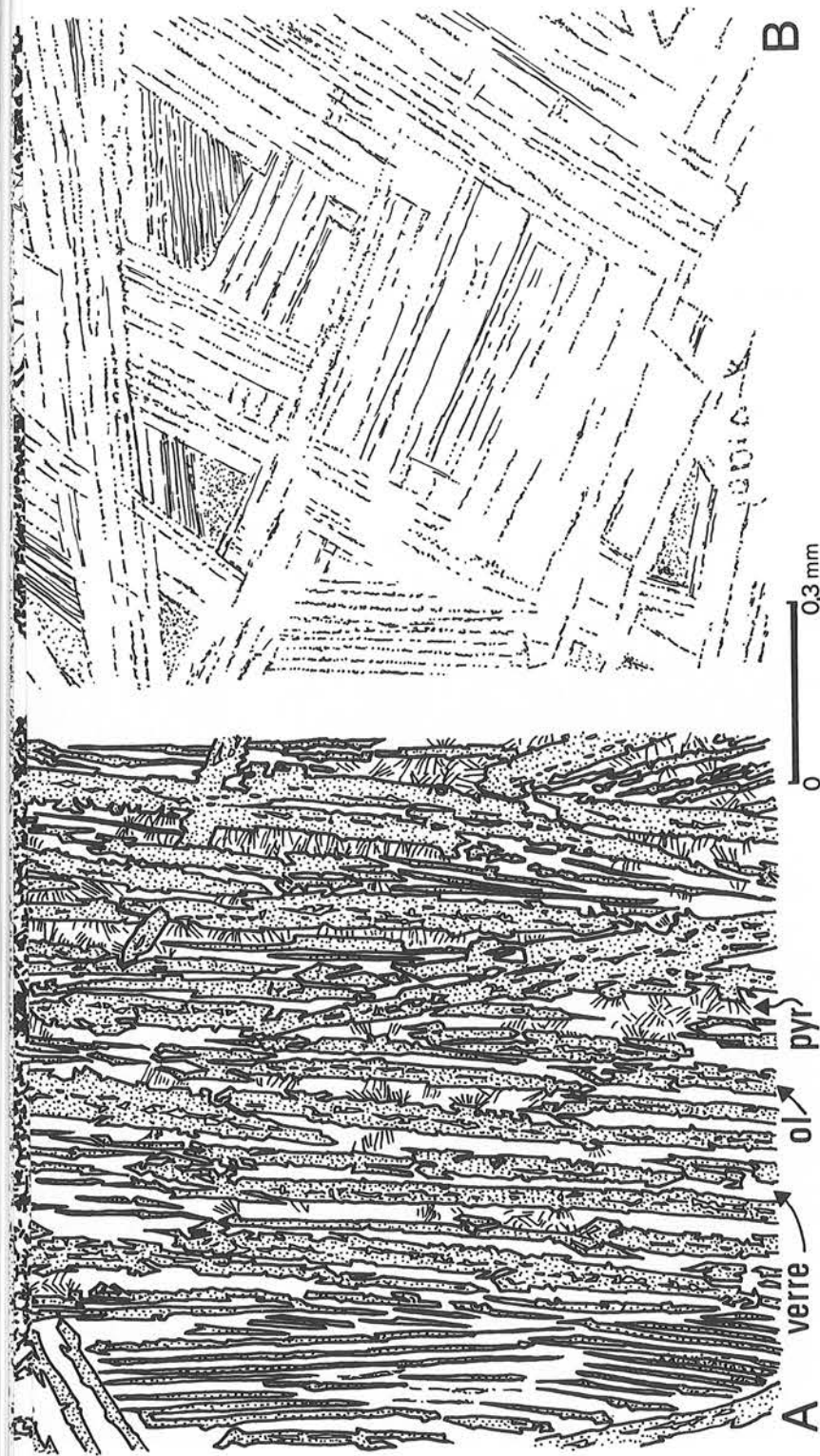


Fig. 2-10: Exemples de textures "spinfex". Laves ultrabasiques ("Komatiites"), Mines de Scotia, Australie occidentale (Col. L. Molinied-Touret). Ces textures, désignées ici sous le terme de "plate-spinifex" (77) (78), caractérisent (p. 73) des roches volcaniques ultrabasiques surtout précambriennes cantonnées dans des "Ceintures de roches vertes". Elles sont caractérisées (A) par un enchevêtrement géométrique de longs cristaux dendritiques creux d'olivine entre lesquels se développent tardivement des cristallites de pyroxène aciculaires et de la magnétite. Ces minéraux sont parfois inclus dans un verre représentant un liquide résiduel. La Fig. B montre également une texture spinifex dans laquelle les constituants primaires ont été remplacés (pseudomorphose) par de la serpentine et des opaques. Par analogie avec certaines météorites et, surtout, certaines scories de silico-aluminates de Fe, Ca et P, on admet que ces textures sont le résultat de la cristallisation très rapide d'un liquide sur-refroidi (conditions du "super-cooling", cf. p. 117). Quelques laves récentes (Boninites) ont des textures de ce type.



Fig. 2-11 : Microtexture en "radiating-spinifex". Roche ultrabasique lunaire, Echantillon N° 12009-6 d'après photo S-79-27093, (Collection de la N.A.S.A.). Cette roche volcanique ou hypovolcanique lunaire montre une très belle texture "spinfex radiale" à tendance porphyrique (cf. p. 73) tout à fait identique à ce que l'on observe dans les complexes komatiitiques terrestres. On distingue ici des microcristaux squelettiques très allongés et creux de pyroxène et d'olivine ainsi que des phénocristaux plus trapus à tendance automorphique (mais également creux) d'olivine noyés dans un verre. Tous ces minéraux ont cristallisé très rapidement de façon dendritique dans un liquide (verre) subissant un refroidissement très rapide.

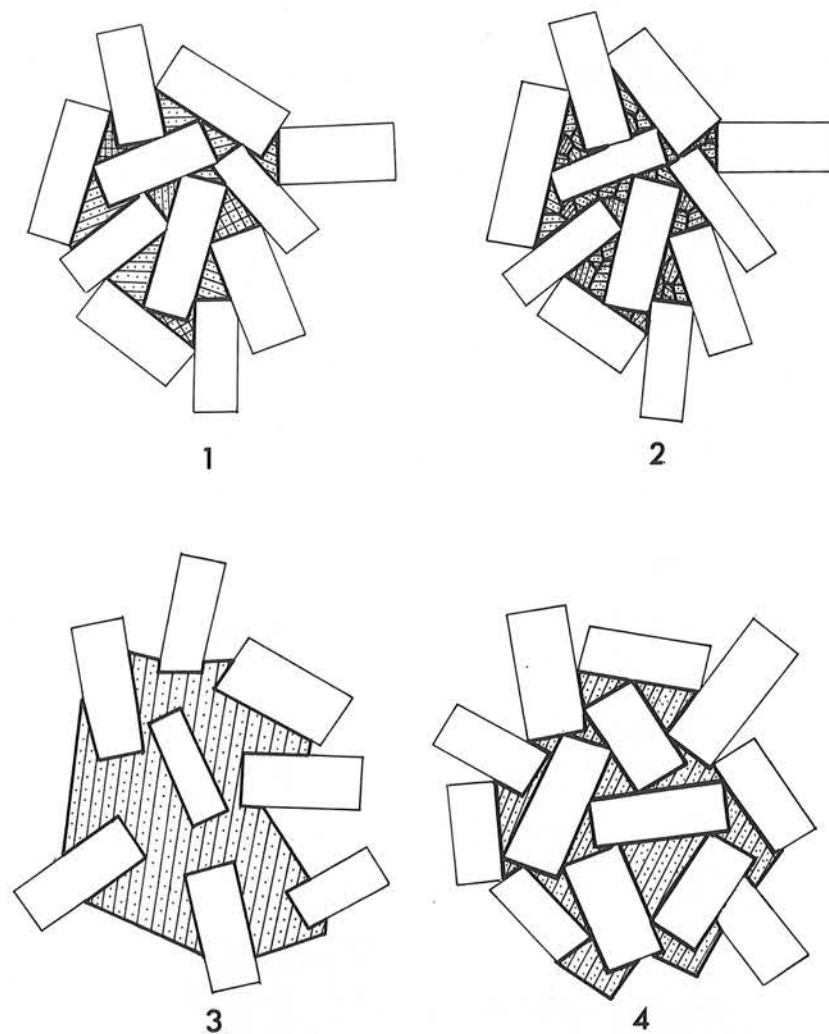


Fig.2-12A:Textures des roches gabbroïques généralement filoniennes(81).
 (1):Texture *intergranulaire*("doléritique"s.l.):Les lattes jointives de plagioclase forment une charpente aux espaces interstitiels colmatés par des minéraux ferro-magnésiens de haute température(olivine,pyroxènes,amphiboles)
 (2)Texture *intersertale*:idem mais interstices occupés par un verre basaltique ou des minéraux secondaires de basse température(épidote,chlorites,etc)
 (3)Texture *ophitique*:Les cristaux de plagioclase ne sont pas jointifs mais englobés par des poecilocristaux de pyroxène ou d'amphibole .
 (4)Texture *sub-ophitique*:Les lattes de plagioclase sont jointives et les espaces interstitiels sont occupés par des pyroxènes ou des amphiboles en poecilocristaux reconnaissables par les orientations optiques et cristallographiques identiques des plages ferromagnésiennes interstitielles.

NB:les textures (1) et (2) sont parfois désignées sous le terme de textures "doléritiques" mais les pétrographes français tendent à utiliser le terme de "dolérite" pour une roche holocristalline à texture ophitique(cf.82).

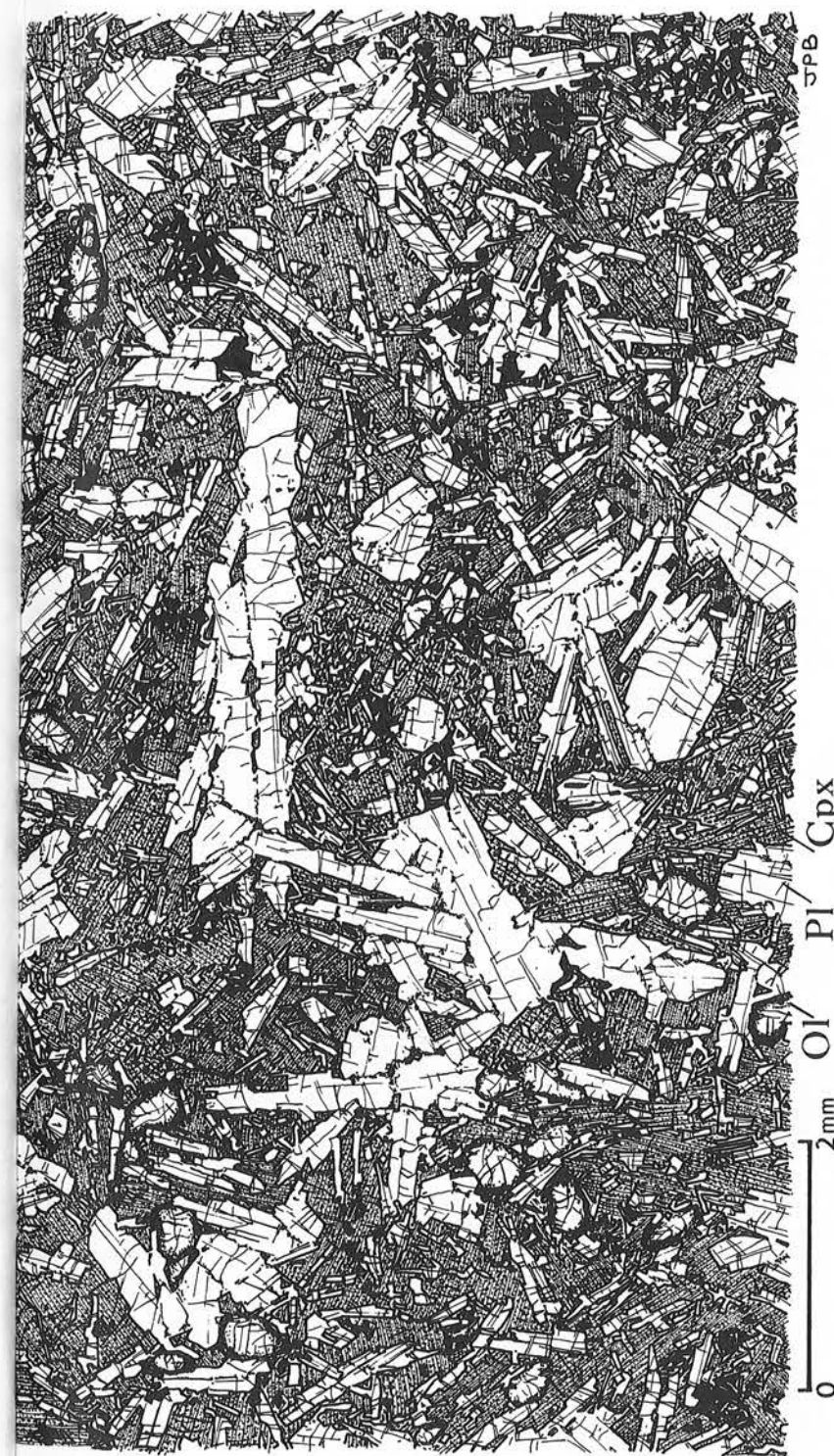


Fig. 2-12 B : Texture "doléritique" intergranulaire. Coulée de basalte alcalin à olivine-augite, région de Djibouti, Territoire des Aïars et des Issas (Col. M. Seyler). Cette texture, fréquente dans les filons microgrenus de "dolérites" se développe ici dans un épanchement aérien. Elle est caractérisée (P. 126) par l'agencement de lattes de plagioclase qui appuyent les uns contre les autres et laissent des interstices où cristallisent des pyroxènes et / ou une association de pyroxène et d'olivine. Les feldspaths plagioclase forment trois populations de cristaux, soit : ● des phénocristaux de grande taille ● des cristaux taille intermédiaire ● des microcristaux de petites tailles englobés par des ferromagnésiens interstitiels. Le liquide basaltique initial a commencé à précipiter les grands feldspaths (et peut être les olivines) puis les cristaux, plus fréquents, de taille moyenne. Les microcristaux sont contemporains de la précipitation des pyroxènes à partir d'un liquide appauvri en constituants felsitiques.

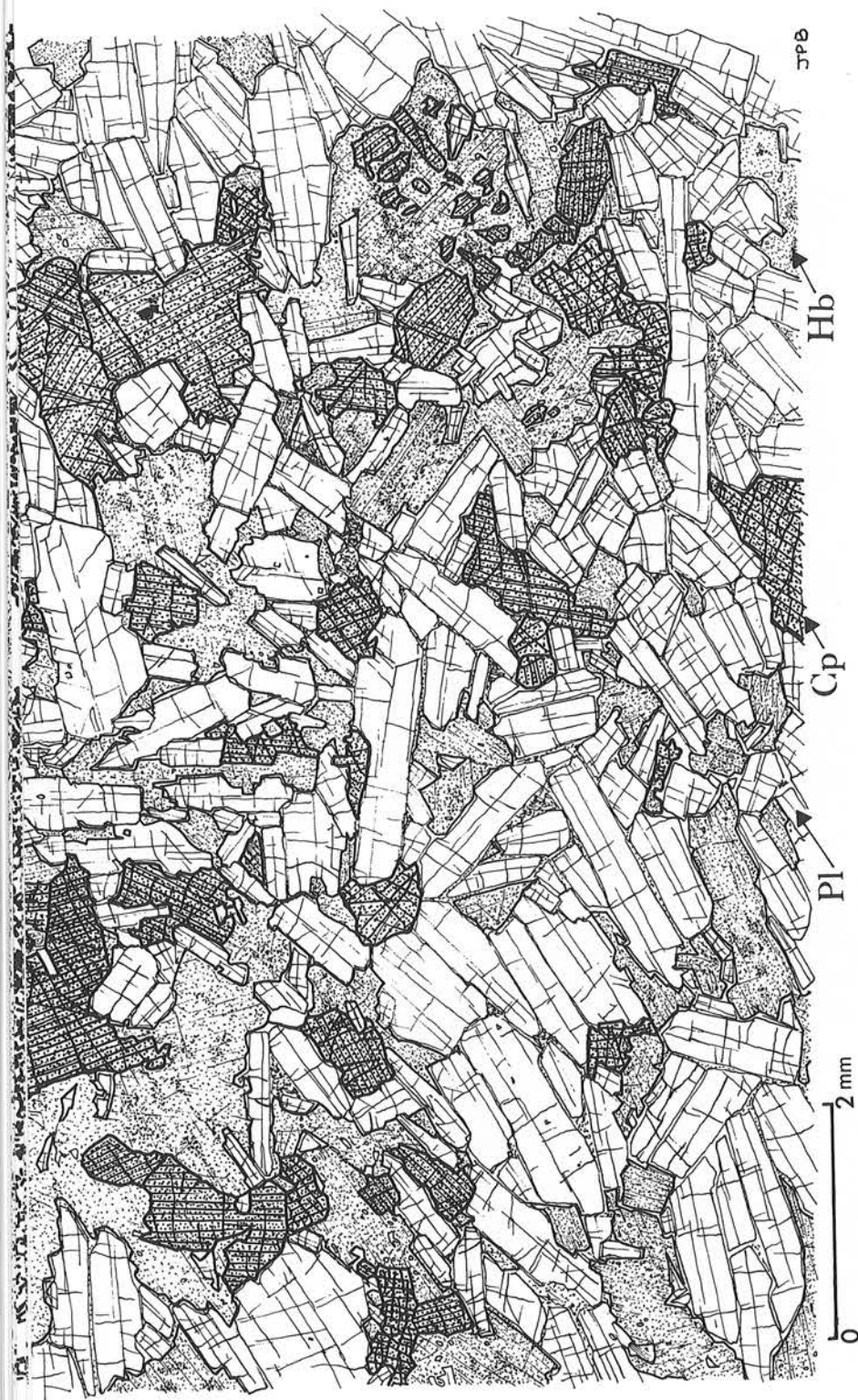


Fig. 2-13 : Texture mixte intergranulaire à ophitique. *Métagabbro à hornblende-augite (dolérite)*, région de *Laña* (Sierra Morena) Espagne. Cette roche filonienne montre des lattes de plagioclase qui s'appuient localement les unes sur les autres et qui délimitent des espaces interstitiels occupés soit par des pyroxènes d'orientation optique variable soit par des amphiboles qui pseudomorphosent plus ou moins complètement ces pyroxènes. On remarque que certains cristaux de pyroxène et/ou d'amphibole secondaire se présentent parfois avec un habitus de larges poecilocristaux englobant les baguettes de plagioclase. Cette disposition confère à la roche une texture localement ophitique et montre que la classification texturale des roches gabbroïques filoniennes ne s'applique pas de façon rigide.

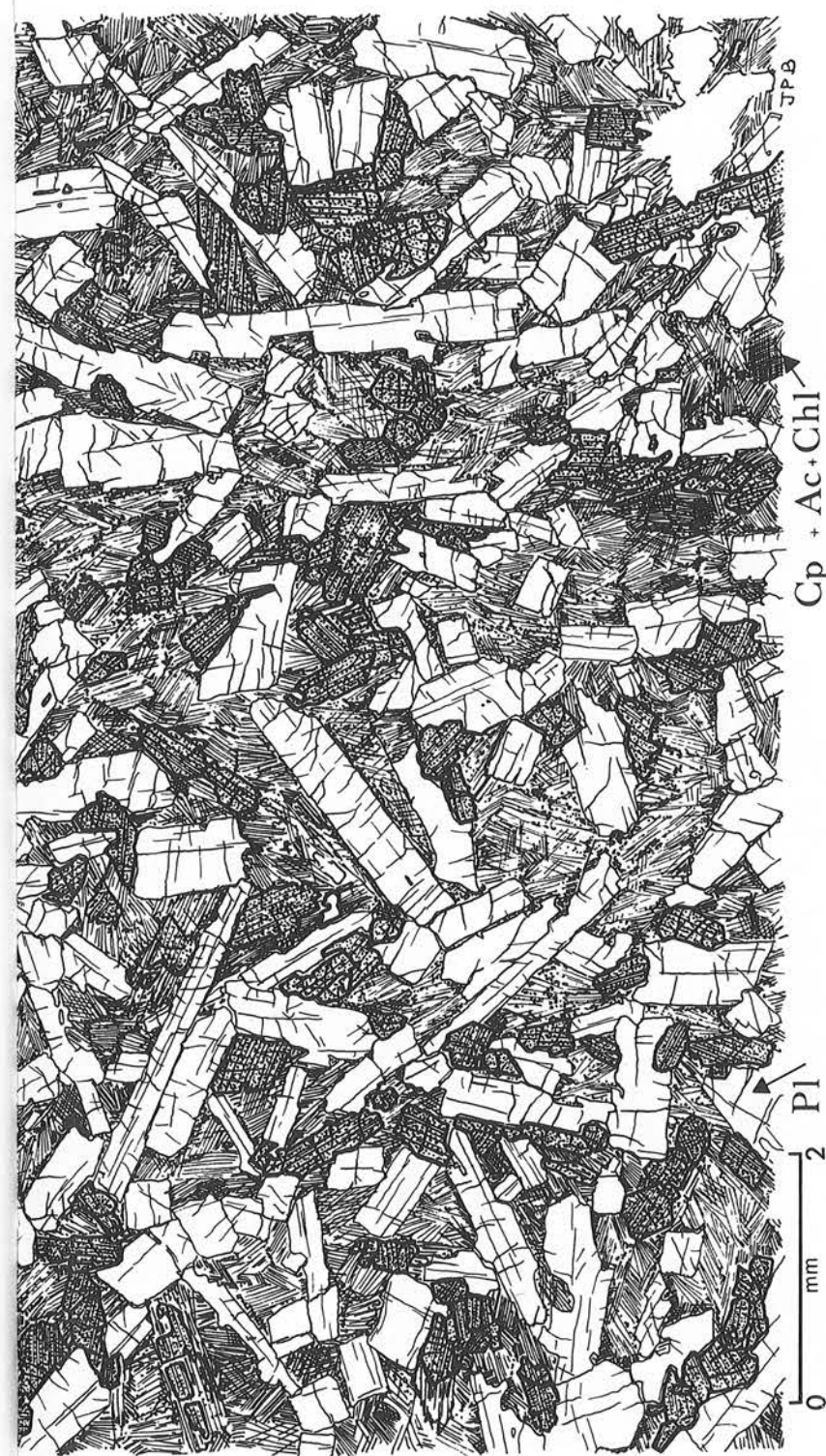


Fig. 2-14 : Texture interstitiale. *Métadolérite ("diabase")*, région de *Cala* (Sierra Morena) Espagne. Cette roche montre des lattes de plagioclases albitiques plus ou moins jointives et des cristaux interstitiels de pyroxène, d'actinote, de chlorite et de calcite. Ces trois derniers minéraux sont très tardifs et apparaissent en partie aux dépens du pyroxène (ancienne texture intergranulaire) ou d'autres constituants (ex-olivine ? -ex-verre basaltique). Le préfixe "méta" qui est utilisé ici se réfère à l'apparition de ces phases de basse température. Celles-ci pourraient être le résultat d'un "autométamorphisme" contemporain des derniers stades de cristallisation de la roche dans un environnement hypovolcanique. L'encastement montre toutefois des recrystallisations épizonales (début du faciès schistes verts) : on se trouve ainsi confronté ici à un problème classique à savoir celui de l'âge effectif de l'événement épimétamorphique qui est à l'origine de l'apparition de ces cristaux de basse-température.



Fig.2-15: Texture pegmatitiforme dans un basalte alcalin à oléine, environs de Nakar, Sénégal (Col. G. Crevelin). Cette texture à tendance ophitique provient de la syncrystallisation rapide de feldspaths plagioclases, de ferromagnésiens (olivine et augite titanifère) de magnétite et d'apatite. Les plagioclases ont un aspect fourchu et partiellement "creux"; ils englobent des pyroxènes et des apatites aciculaires également creuses (cet habitus de l'apatite est fréquent dans les roches qui ont cristallisé rapidement). Les minéraux opaques sont imparfaitement cristallisés et ont des formes dendritiques variées (cristaux triangulaires ou cubiques creux, cristaux arborescents, etc). Le gigantisme relatif des feldspaths et des ferromagnésiens tient vraisemblablement à des surconcentrations locales de constituants volatils qui "catalysent" la croissance des cristaux.

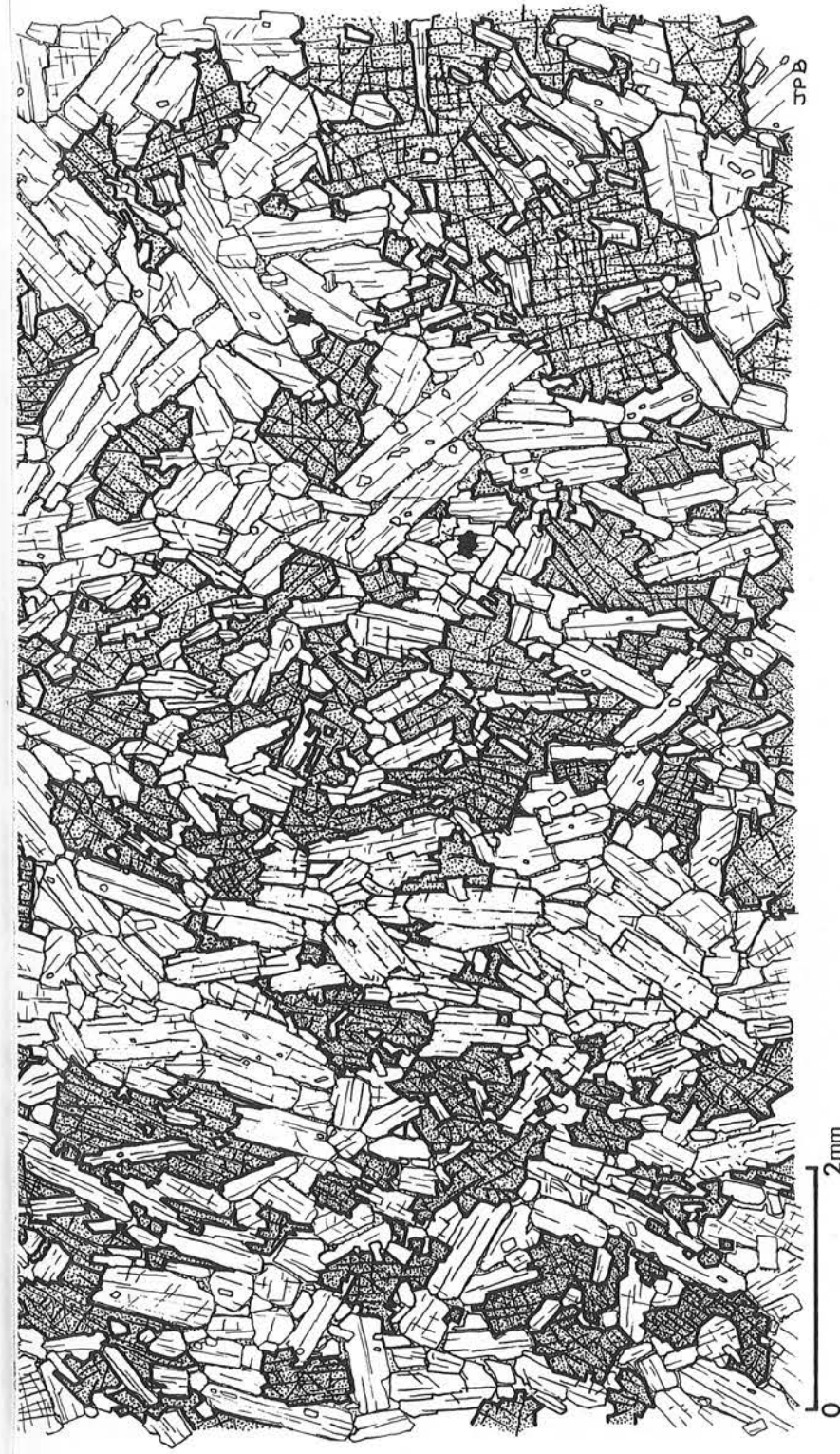


Fig.2-16: Texture ophitique. Gabbro filonien, région de Palomas (Sierra Morena), Espagne. Cette texture est caractérisée par le développement de phénocristaux poecilithiques de clinopyroxène englobant des lattes plus ou moins orientées de plagioclases non jointifs et de taille variable statistiquement bimodale. Il s'agit d'une texture qui correspond, en partie, à la précipitation des constituants d'un "eutectique binaire" relativement simple (système Plagioclase-Clinopyroxène) où l'on peut suivre l'ordre de cristallisation suivant (cf. p. 61) : ● cristallisation des grands plagioclases qui tendent à former des "cumulats" à structure grossièrement fluide et tourbillonnaire ; ● syncrystallisation de clinopyroxène et de petits plagioclases à partir d'un liquide résiduel ayant approximativement la composition d'un eutectique ; ces minéraux se forment dans les espaces interstitiels laissés par les grands plagioclases.



Fig. 2-17 : Texture ophitique héritée dans une roche métamorphique. *Orthoamphibolite massive*, *Sierra d'Atacena* (Andalousie du *Guadalquivir*), Espagne. Cette roche métamorphique granoblastique montre une texture relictuelle ophitique d'origine magmatique que parfaitement reconnaissable (section parallèle à la foliation mésostructurale de l'amphibolite). Les agrégats polycristallins de plagioclase renferment quelques grains de hornblende ; ils sont mimétiques des anciens phénocristaux, probablement sub-automorphes, du gabbro ophitique originel tandis que les cristaux de hornblende remplacent les poecilocristaux magmatiques de pyroxène interstitiel (comparer avec la figure 2-14). Les reliques de textures ophitiques ou "doléritiques" sont courantes dans les métamorphites basiques ; leurs mises en évidence atteste de l'origine "ortho-dérivée des amphibolites qui les renferment.

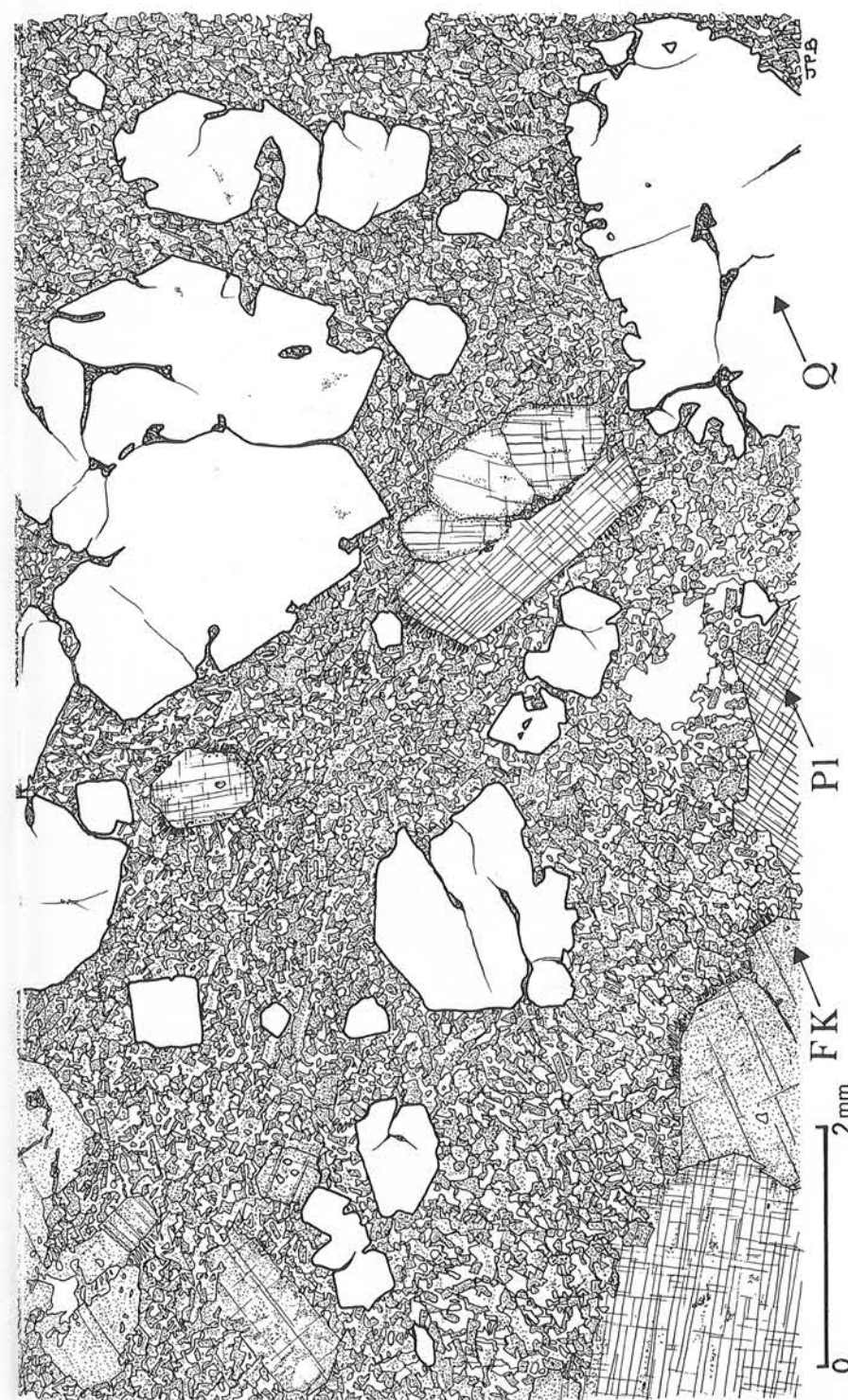


Fig. 2-18 : Texture microgrenue porphyroïde. *Microgranite*, région de *Santa Marta* (*Sierra Morena*) Espagne. La roche (d'origine filonienne) montre une mésostase holocristalline de microcristaux de quartz, d'orthose et de plagioclase. Cette matrice a cristallisé rapidement en englobant des porphyrocristaux intra-telluriques fréquemment pourvus de "golfs de corrosion". C'est le cas réalisé ici dans des synœclises de quartz dièdrique et des grands cristaux de plagioclase et d'orthose. Ce dernier minéral a continué sa croissance lors de la cristallisation des constituants de la mésostase comme l'atteste les intercroissances micropegmatiques entre le feldspath alcalin et le quartz matriciel (flèche) (texture granophyrique embryonnaire, cf. Fig. 2.20).

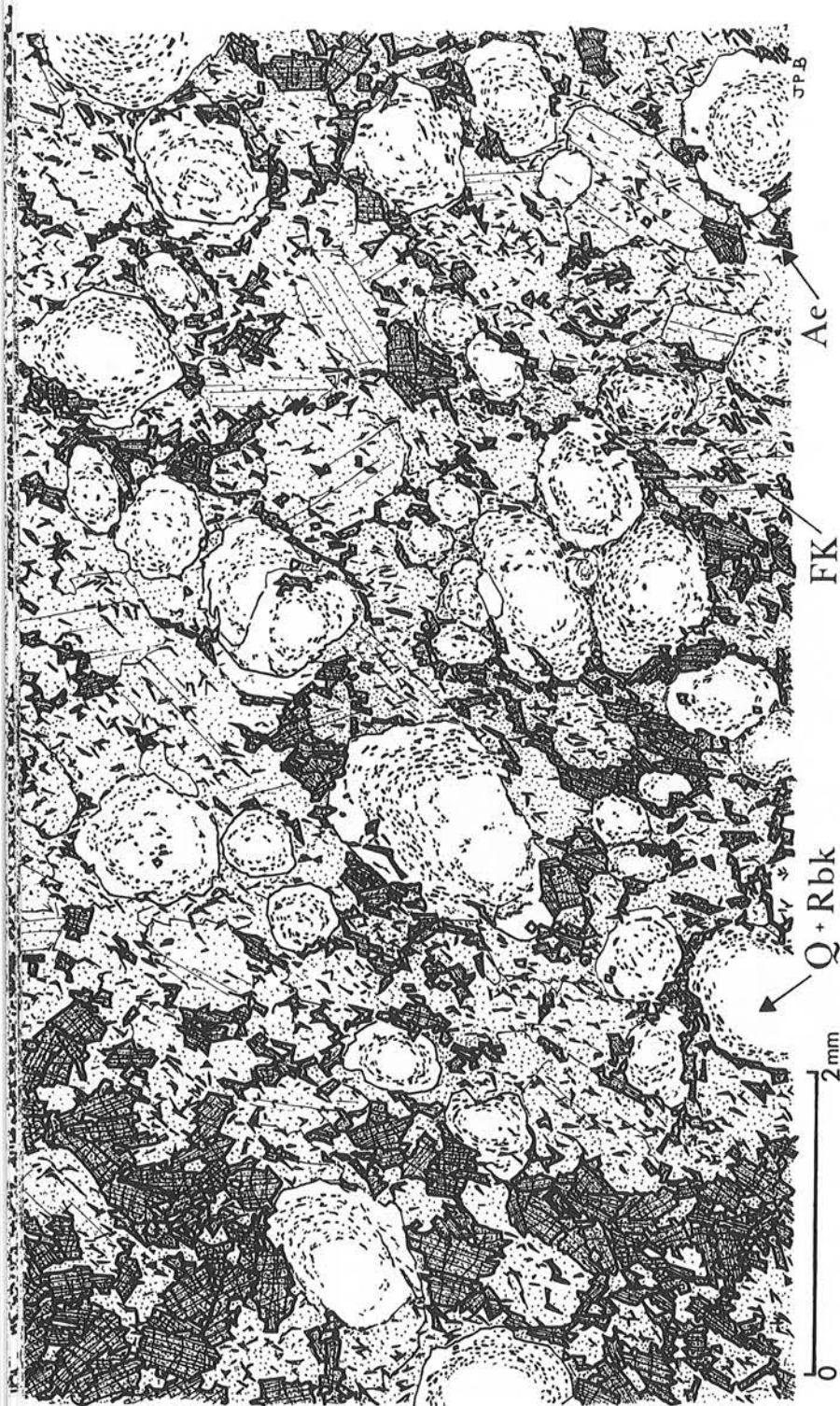


Fig. 2-19: Texture microgrenue apaitique. *Microgabbro* hyperalcalin à riebeckite-aegyrine, Ile Prince of Wales, Alaska (Col. B. Collet, S.N.E.A.P.). Cette roche est un faciès de bordure d'un complexe de roches alcalines. Elle montre des phénocristaux sub-automorphes, parfois composites, de quartz globuleux renfermant des inclusions épitaxiales (p. 56-57) de riebeckite (amphibole sodique) et/ou, plus rarement, d'aegyrine (pyroxène sodique et ferrifère). Ces minéraux précoces sont englobés dans une matrice constituée par des cristaux xénomorphes d'orthose et des agrégats *interstitiels* d'aegyrine et de riebeckite. La précipitation tardive de la plupart des constituants ferro-magnésiens dans les roches alcalines constitue la caractéristique texturale des roches dites "apaitiques". Cette caractéristique se définit par ailleurs à l'aide de paramètres géochimiques ; on l'oppose aux textures *myasbéniques* où les ferromagnésiens syncristallisent plus précocement avec les constituants felsitiques de la roche (quartz et feldspaths).

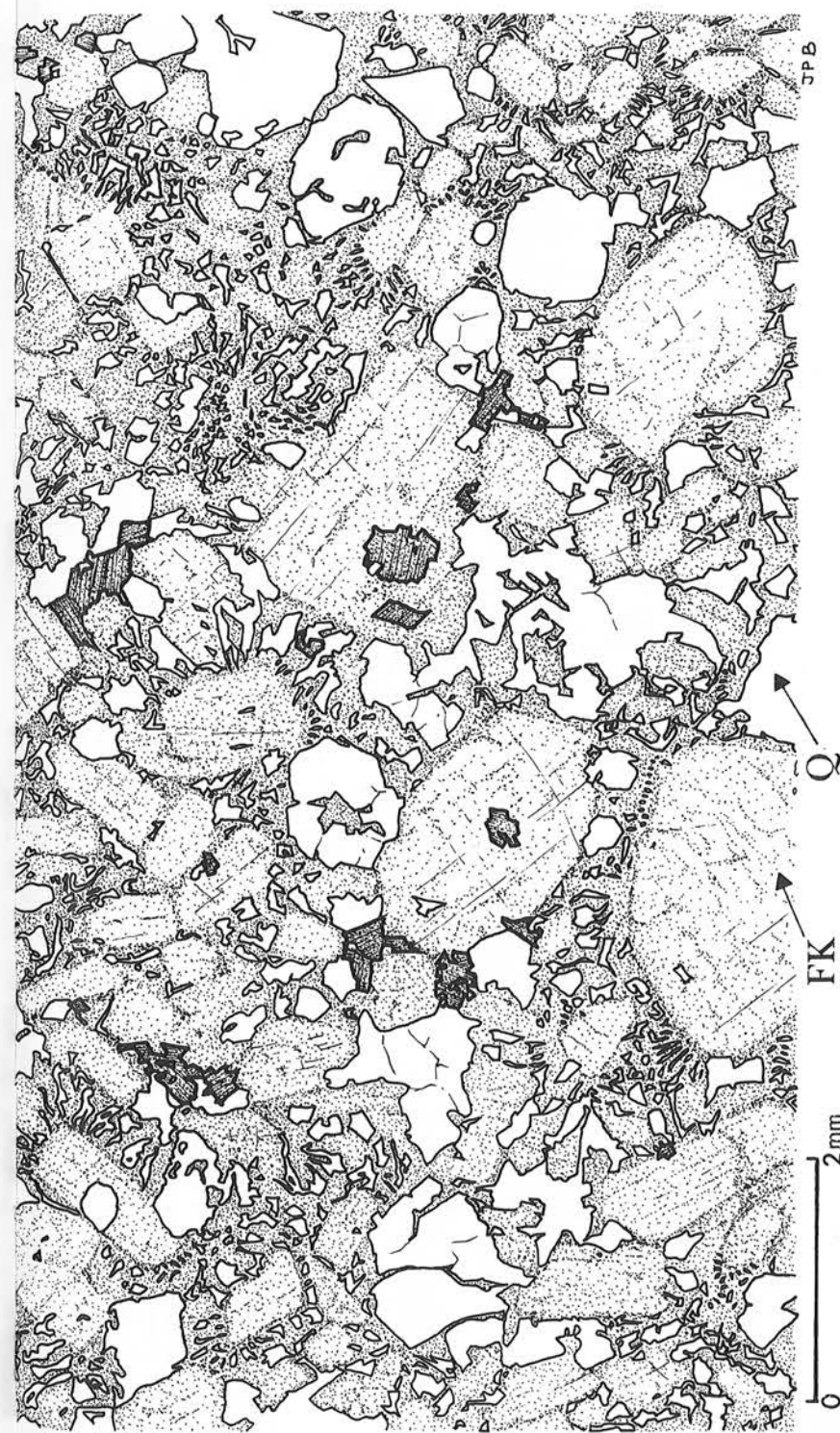


Fig. 2-20 : Texture micropegmatique = granophyrique. *Microgabbro* du Précambrien III du Matoc (Col. R. Cabyl). Cette roche se trouve à la bordure d'un massif hypovolcanique à structure annulaire. Elle montre une texture symplectitique courante entre feldspaths et quartz. Ce dernier minéral se présente ici sous l'aspect de vermicules cuneiformes ou lobés qui couronnent les feldspaths. Ces vermicules sont parfois connectés à des cristaux de quartz interstitiels représentant la dernière phase cristallisée. L'ordre de cristallisation est classiquement celui des granites à savoir : plagioclase + plagioclase + orthose → orthose + plagioclase + quartz (symplectite donnant les micropegmatites coronitiques) → quartz (les micas sont contemporains de la croissance des feldspaths). La texture granophyrique témoigne d'un refroidissement relativement rapide d'un magma granitique hypo-volcanique.

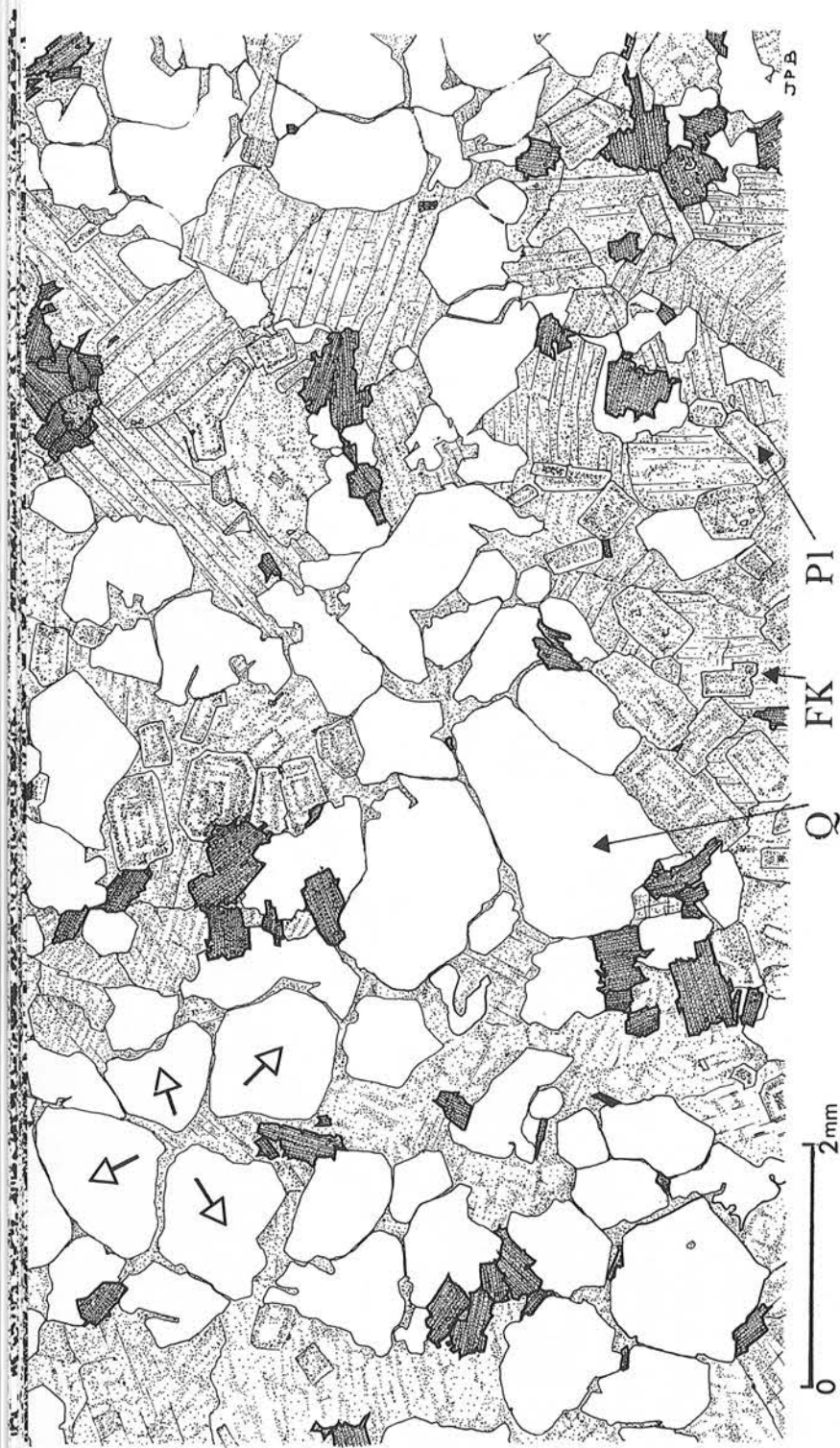


Fig. 2-21: Texture grenue avec figures cataclastiques intra-magmatiques. Monzogranite, région d'Aroche (Sierras d'Arcena, Andalucía du Guadalquivir), Espagne. Cette roche provient d'un stock granitique hypovolcanique. Elle présente une texture grenue grossièrement équi-granulaire dans laquelle les cristaux de quartz apparaissent comme des porphyroclastes qui ont "éclaté" en quatre ou cinq individus à bordures jointives. Le feldspath alcalin est la dernière phase à cristalliser et vient colmater les cristaux de quartz démantellés. L'origine du mécanisme de cataclase du quartz est à rechercher dans les conditions d'ascension de cette roche alors que celle-ci renfermait encore un liquide résiduel enrichi en alcalins. L'éclatement des cristaux de quartz suivant des fractures fréquemment courbes est lié à un changement brutal des conditions thermiques ou barométriques dans la chambre ou dans la "bulle" magmatique ascensionnelle. Ce mécanisme de déformation cassante intra-tellurique affectant un matériel non totalement cristallisé est appelé "protoclase". (cf. p. 88-151).

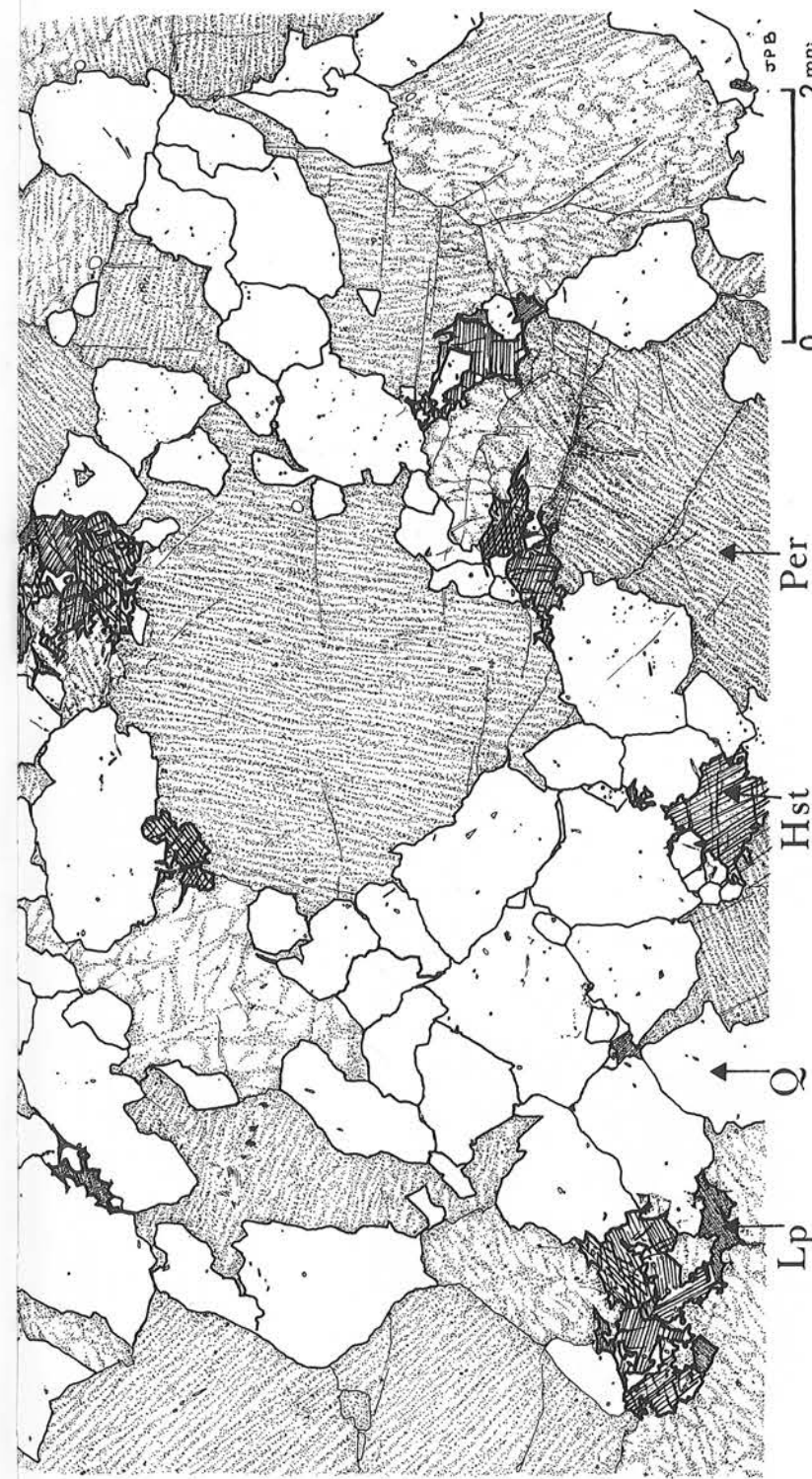


Fig. 2-22 : Texture grenue à gros grain à caractères hypersolvus. Granite alcalin hypersolvus, région de Barcanotia (Sierra Morena occidentale), Espagne. Cette texture grenue hétérogranulaire montre de gros cristaux xénomorphes de feldspath alcalin (perthite). Ces minéraux sont riches en vermicules ou en bandelettes d'albite d'exsolution et ont terminé leur croissance au moment où le quartz commençait à cristalliser. Les minéraux colorés sont rares (roche leucocrate) et disséminés sous l'aspect de ségrégations interstitielles riches en lépidomélane (biotite ferrifère très foncée) et en amphibole hastingsitique. Ces ferromagnésiens sont les derniers à cristalliser ce qui suggère des affinités apatitiques (cf. Fig. 2.19 et 2.24) de cette roche. On note qu'il n'y a pas de plagioclases libres dans ce granitoïde. Cette absence est liée au fait que cette roche a une origine très profonde et qu'elle a cristallisé à des températures relativement élevées (900°C) sous des conditions "hypersolvus". La démixion des facules et des bandelettes albitiques s'est produite après la cristallisation du feldspath alcalin, lorsque le magma s'est refroidi dans son site de mise en place définitif.



Fig. 2-23: Texture grenue à tendance porphyroïde. Granodiorite à amphibole-biotite, région de Netua-Campofrio (Province de Huehual, Espagne). Cette roche très hétérogranulaire montre des feldspaths plagioclases fortement zonés et des cristaux d'orthose sub-automorphes ; ces deux types de feldspath sont parfois composites (syneusis), ce qui est typique des feldspaths magmatiques. Certains cristaux sont particulièrement bien développés (mégacristaux-porphycristaux) et donnent à la roche sa tendance macroscopique porphyroïde. Ces minéraux blancs ont cristallisé avant le quartz et les minéraux ferromagnésiens (biotite et hornblende verte). Le quartz est la dernière phase qui a précipité dans les espaces interstitiels laissés par les cristaux précédents ; il est xénomorphe ce qui est pratiquement la règle dans les granodiorites et les monzonites qui ont cristallisé lentement dans les parties moyennes de la croûte.



Fig. 2-24: Texture grenue apaitique. Syénite néphélinique, région de Kazerbuckel (Odenwald), Allemagne Fédérale. Cette roche hypovolcanique à "déficit" de silice (présence de feldspathoïde) est une "mousse" extravasée de cristaux (ou de fragments de cristaux) automorphes de néphéline cimentés par les produits d'un liquide résiduel riches en alcalins. Il s'agit en l'occurrence de cristaux xénomorphes d'orthose et d'aggrégats interstitiels de ferromagnésiens (olivine, clinophibolites brunes (bar-kéwite) ou vert-pâle (arfvedsonite ?), aegyrine et magnétite. La précipitation tardive des phases ferromagnésiennes est typique des roches hyper-alcalines et ce phénomène caractérise les textures dites "apaitiques" (voir aussi les Fig. 2-19 et 2-22). Les cristaux de néphéline sont parfois clastiques ; ceci suggère qu'ils ont été extraits mécaniquement (filter-press ?) d'un liquide magmatique avant d'être emprisonnés par les cristaux issus de la précipitation, plus superficielle, de ce liquide ou d'un liquide résiduel co-magmatique.

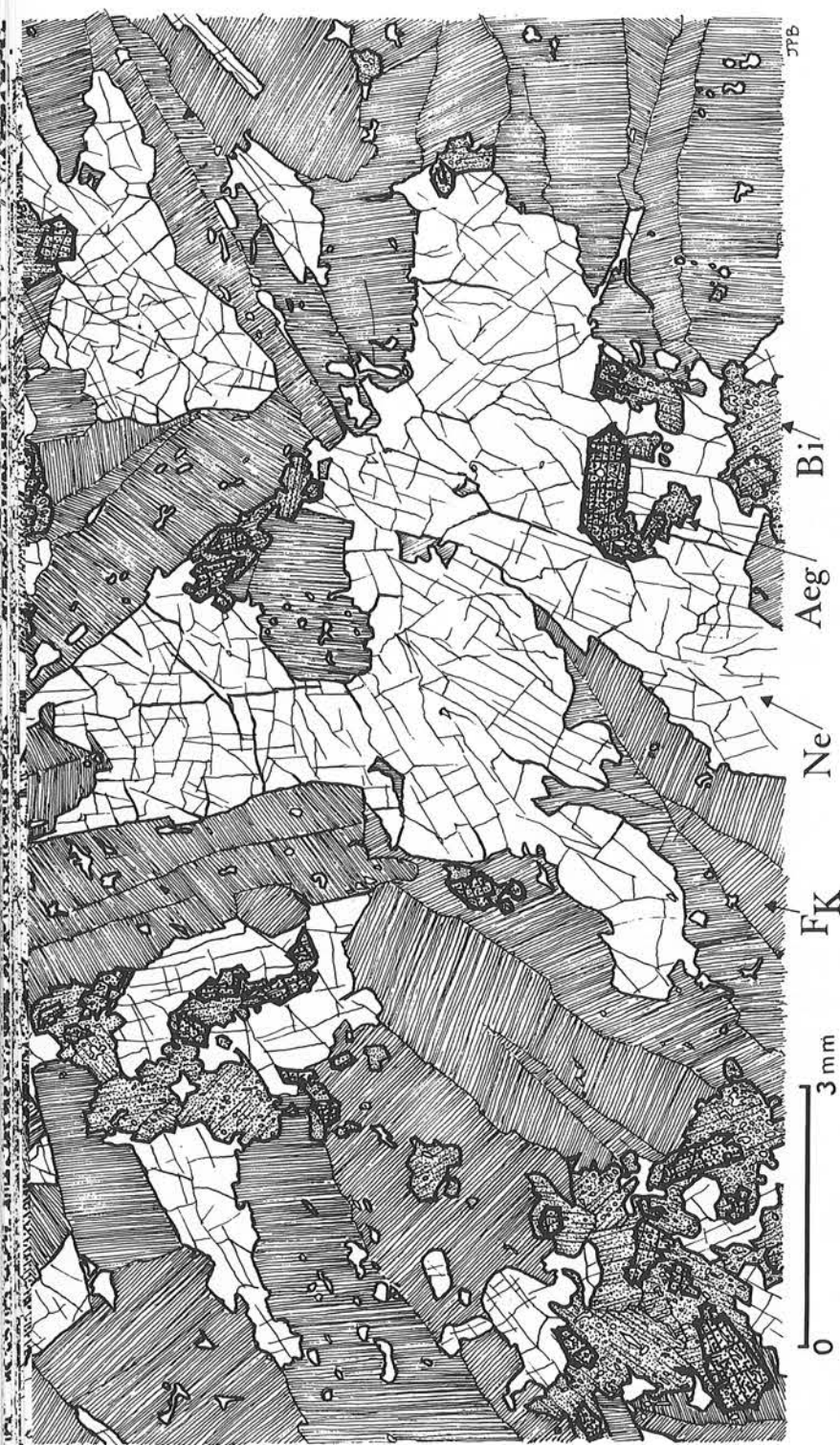


Fig. 2-25: Texture grenue symplectitique à gros grain. *Syénite néphélinique, région de Macusani, Pérou*. Cette roche en massif circonscrit est principalement constituée par une orthose fortement perthitique (roche "hypersolvus", Fig. 2.22) ayant synchronisé avec de gros cristaux anhédriques de néphéline. L'aspect "squelettique" et l'imbrication de ces deux phases correspondent à la "prise" d'un mélange eutectique (p. 61) binaire simple. Les minéraux ferromagnésiens ont cristallisé vers la fin de ce processus ; il s'agit d'aggrégats d'augite aegyrinique, d'amphibole (barkewicite) et de biotite brun-rouge. Ce mica est le dernier à cristalliser car il englobe fréquemment le pyroxène et l'amphibole. Notez ici que la néphéline a un habitus différent de la néphéline visible dans la figure 2-25 ; cette différence tient ses origines soit à la composition du liquide magmatique parental soit aux conditions de T, P de cristallisation (dans cet exemple, le refroidissement a été plus lent et s'est effectué à des profondeurs plus grandes que 2-24).

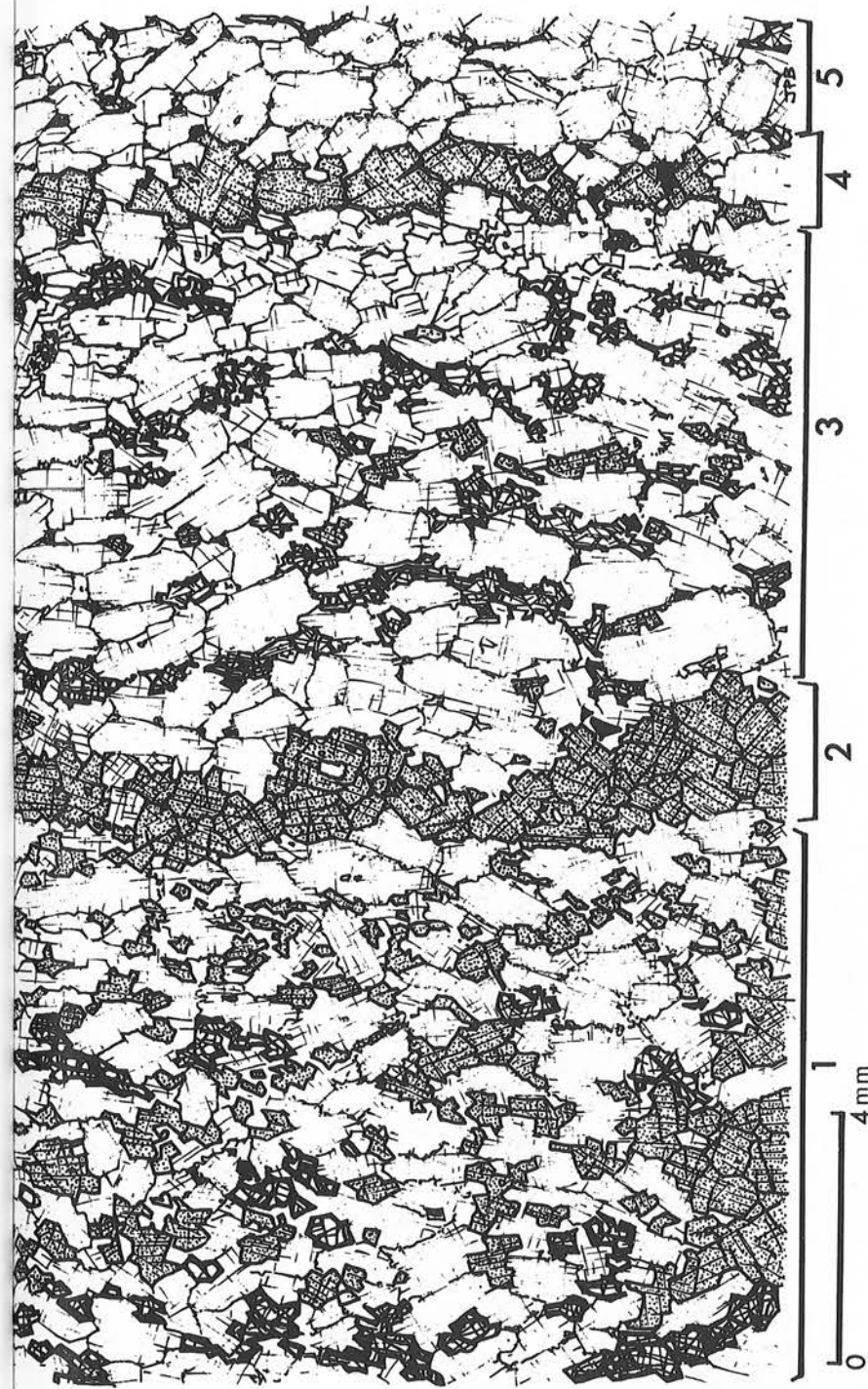


Fig. 2-26: Texture de divers microrhythmes cumulatifs dans un ophiolite (témoin de croûte océanique). *Gabbros lités et cumulats ultramafiques, Région de Çirali Teköva, complexe d'Antalya, Turquie (col. T. Juteau)*. Cette lame mince montre cinq rythmes cumulatifs dans l'horizon des gabbros "lités" d'un corps ophiolitique. On distingue ainsi : rythme (1) : un cumulat de type mésocumulat à Plagioclase + Cpx et Olivine post-cumul ; rythme (2) : un cumulat de type adcumulat à Cpx ; rythme (3) : un mésocumulat analogue à (1) plus riche en Plagioclase ; rythme (4) : un adcumulat analogue à (2) ; rythme (5) : un adcumulat à Plagioclase et Olivine post-cumul. (Pour une explication de ces textures de cumulat voir p. 139 et les illustrations qui suivent).

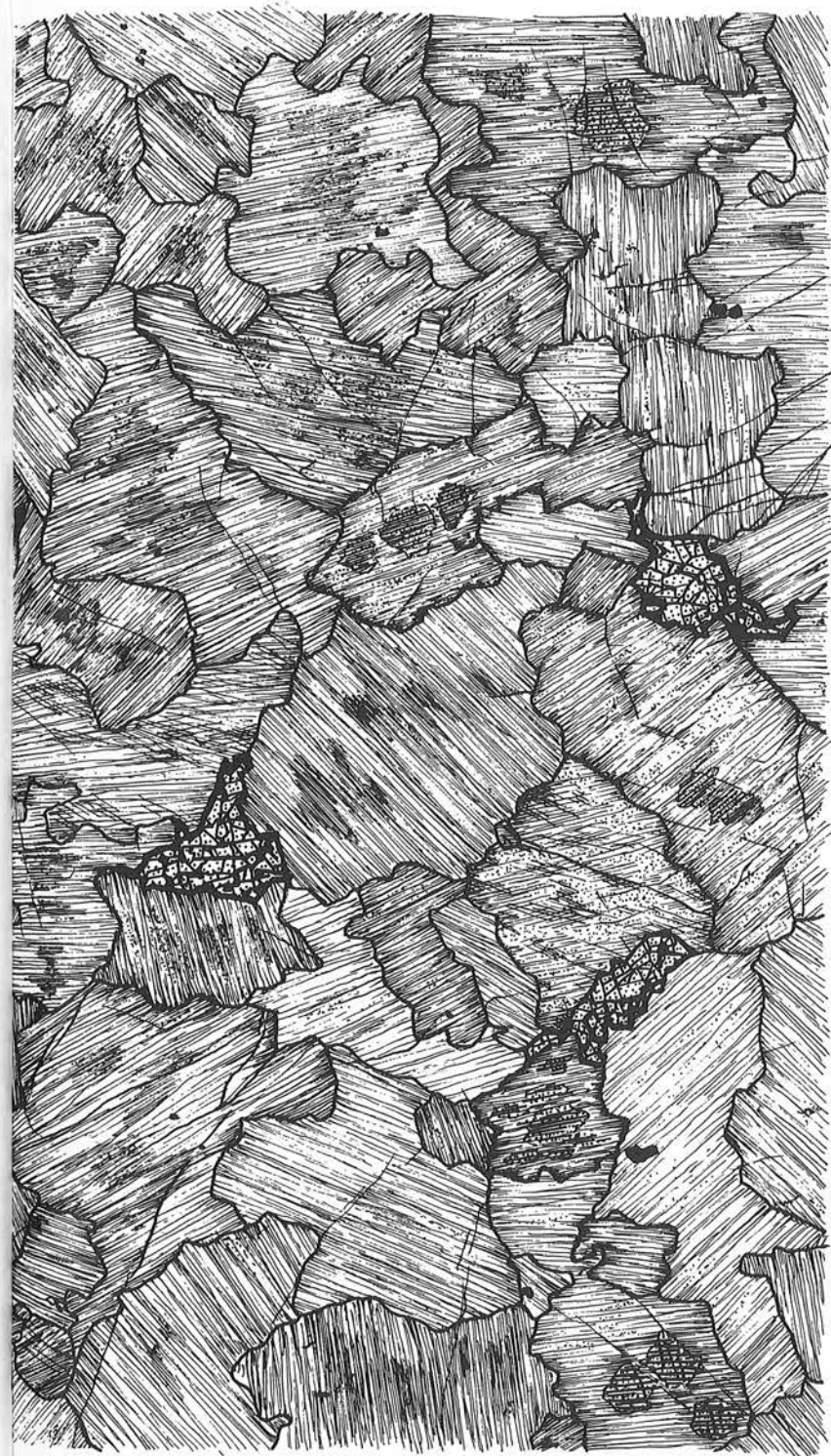


2

1

0 4 mm

Fig. 2-27 : Textures d'hétéradcumulat et d'adcumulat. *Pyroxénite et gabbro lités du complexe ophiolitique d'Antalya (Turquie)*, (col. T. Juteau). Cette lame mince montre le contact entre deux rythmes cumulatifs différents : ● rythme 1 : texture d'hétéradcumulat constitué par des clinopyroxènes xénomorphes de grande taille englobant des petits orthopyroxènes sub - automorphes et globulaires ; ces deux ferro-magnésiens laissent des espaces intersticiels colmatés par des plagioclases intercumulus ou post-cumulus ; ● rythme 2 : texture d'adcumulat constituée par des plagioclases imbriqués les uns dans les autres et par des orthopyroxènes. Ces derniers sont légèrement pseudomorphosés en cumingtonite (une clinomphibole magnésienne) ; cette amphibole forme également une phase inter-cumulus tardimagnétique entre les plagioclases. Cette lame mince montre comment l'on passe d'un plagioclase-intercumulus à un plagioclase-cumulus dans un rythme adjacent.



0 4 mm

Fig. 2-28 : Texture d'adcumulat. *Orthopyroxénite amphibolitisée, complexe ophiolitique litté d'Antalya (Turquie)*, (col. T. Juteau). Cette texture d'adcumulat montre une imbrication étroite de gros cristaux xénomorphes d'orthopyroxène presque totalement pseudomorphosés en cumingtonite (clino-amphibole magnésienne). On observe sporadiquement des cristaux post-cumulus d'olivine. Notez que les limites de grain des pyroxènes sont souvent des *jonctions triplées* faisant des angles d'environ 120°. Cette texture de cumulat se retrouve dans de nombreuses roches ultra-basiques telles les péridotites à textures dites "équantes à gros grains" (cf. Fig. 2.50 et 2.59) ; les points triples précédents indiquent que les constituants minéralogiques ont cristallisé lors d'une "compétition" qui a donné un agencement minimisant l'énergie libre de surface des grains.

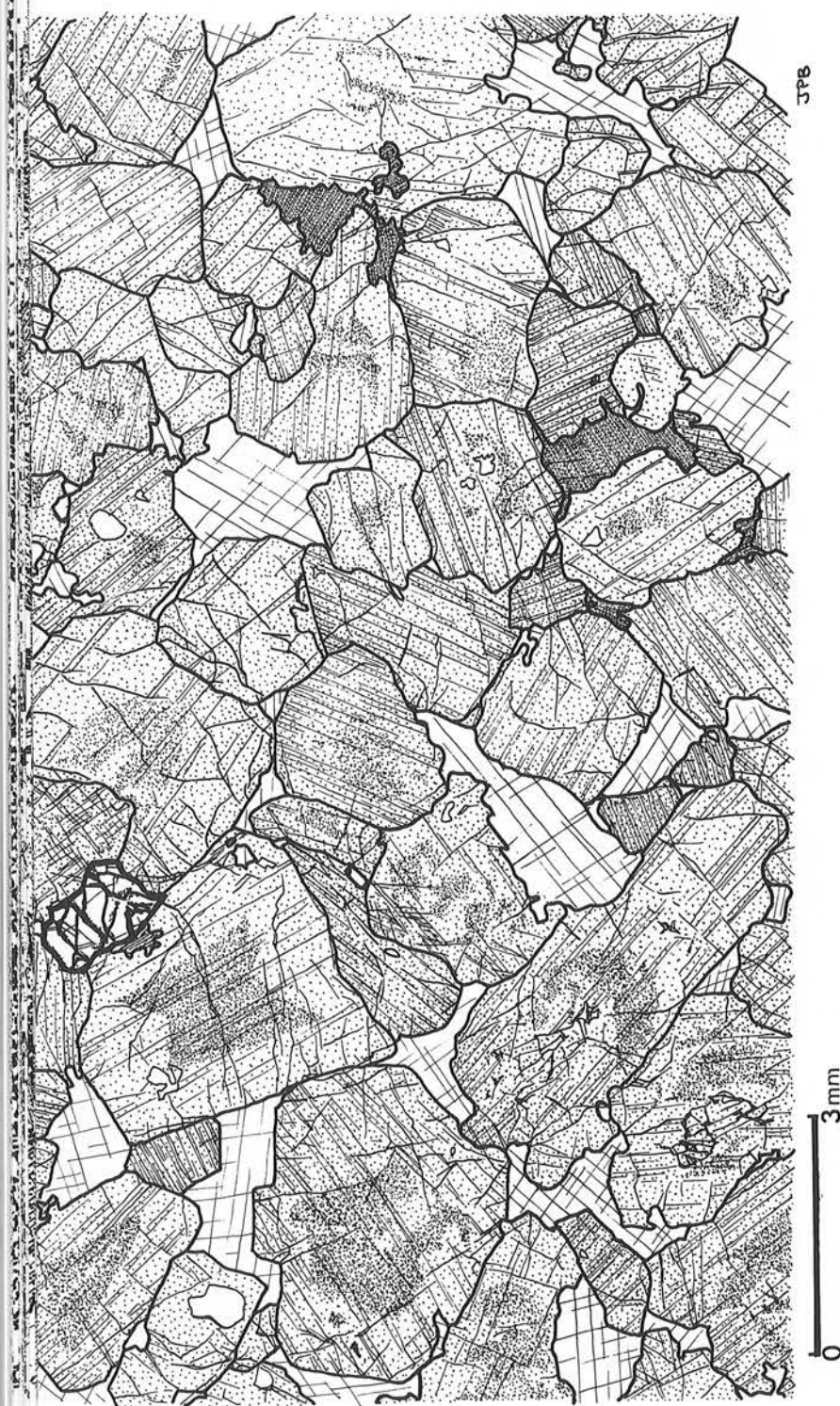


Fig. 2-29 : Texture d'hétéradcumulat. *Pyroxénite (Norite)* à *plagioclase-olivine-biotite*, complexe ultrabasique catazonal de *Touoba*, *Province de Man*, *Côte d'Ivoire*. Cette roche montre des gros cristaux, parfois à tendance automorphe, d'orthopyroxène (bronzite) zoné (pseudomorphose d'un clinopyroxène avant des "mâcles en sablier"?) et de rares cristaux d'olivine-cumulus. Les espaces interstitiels sont comblés par des plagioclases post-cumulus limpides. Cette roche a vraisemblablement été "recuite" dans un contexte métamorphique catazonal de haut degré ; on y observe une biotitisation locale des orthopyroxènes liée à ce site de mise en place. On notera que cette texture cumulative n'appartient pas ici à un complexe ophiolitique lité (Fig. 2-27) "alpinotype". Les figures de recuit à nombreux points-triangles sont vraisemblablement le résultat d'une recristallisation statique et d'une migration "thermo-activée" de imperfections des cristaux primaires de cette roche ultramafique.

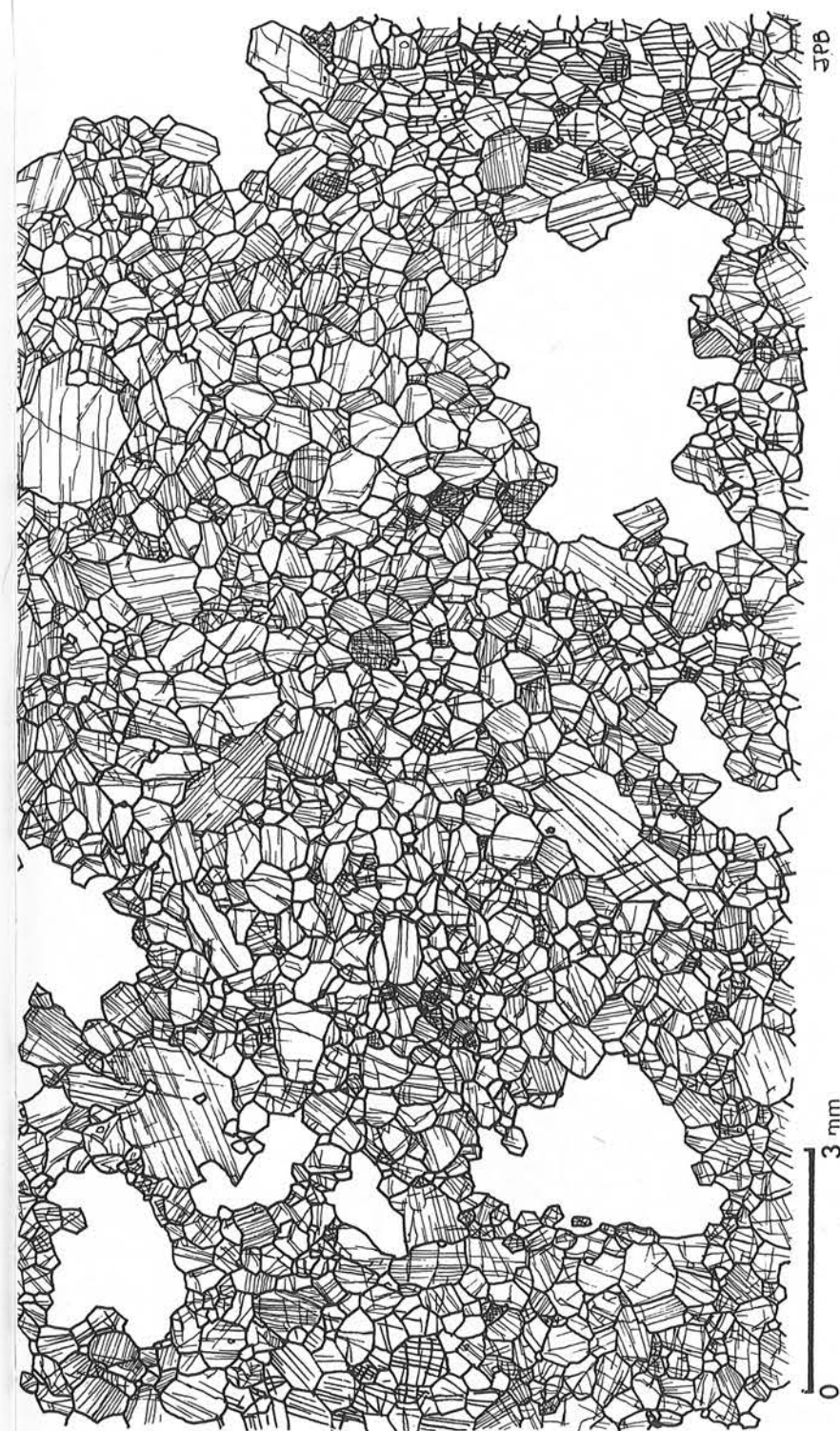


Fig. 2-30 : Texture polygonale de recuit (Texture en "mosaïque"). *Webstérite*, complexe ultrabasique catazonal de *Touoba*, *Province de Man*, *Côte d'Ivoire*. Très belle texture de recuit dans une pyroxénite probablement d'origine cumulative (adcumulat?). Tous les cristaux se rejoignent en donnant des *jonctions triples* à 120° quasi-parfaites (p. 143). La *restauration* complète qui affecte les constituants primaires de cette webstérite ne permet pas de retracer son évolution texturale antérieure et de dire, en particulier, si cette roche avait subi une déformation plastique importante avant sa recristallisation complète en domaine métamorphique catazonal. On notera que certains cristaux sont trois ou quatre fois plus volumineux que la majorité des petits grains à cinq ou six côtés. Il pourrait s'agir soit d'anciens phénoclastes soit de phases plus matures que les grains précédents (cf. le modèle des "bulles de savon", p. 19).

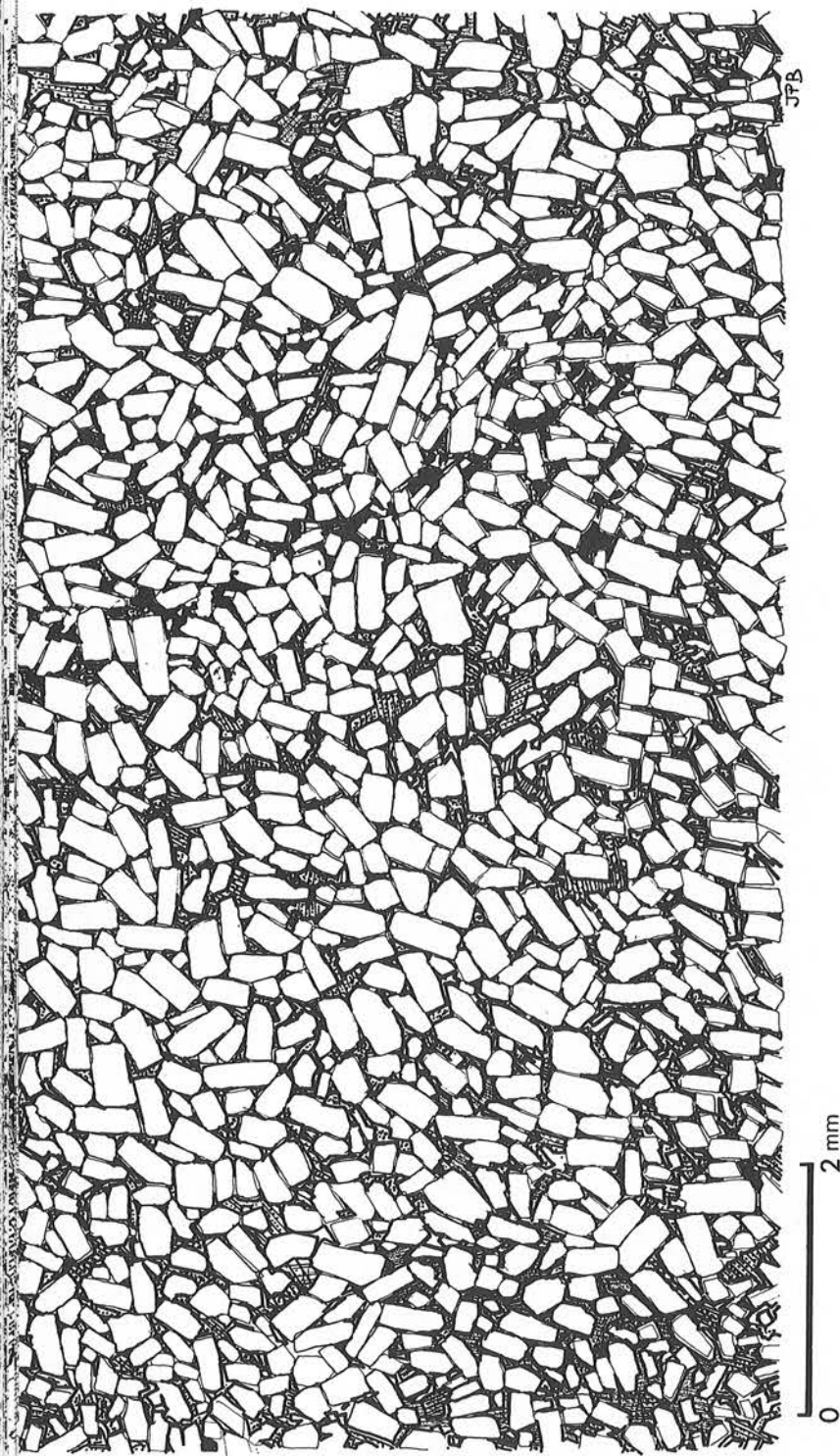


Fig. 2-31 : Microtexture d'orthocumulat. Leucogabbro en enclave dans une troctolite, région d'Anvieu (Massif du Lézou, Massif Central français). Cette roche montre des cristaux-cumulus de plagioclase automorphe cimentés par des cristaux-inter-cumulus poecilithiques de clinopyroxène diopsidique et de minéraux opaques. Un examen attentif des plagioclases montre qu'ils sont zonés (cf. p. 71) et que les dernières couches (de plus basse température que le cœur) ont pu syncrystalliser avec les minéraux inter-cumulus (en particulier les pyroxènes qui sont légèrement zonés). Cette observation suggère que le liquide résiduel qui a précipité les constituants tardi-magmatiques avait la composition globale de ces derniers ; dans ce cas, la précipitation (contemporaine du refroidissement lent et progressif) des phases inter-cumulus s'est effectuée à partir d'un liquide qui était en équilibre avec les différentes zones des plagioclases-cumulus.

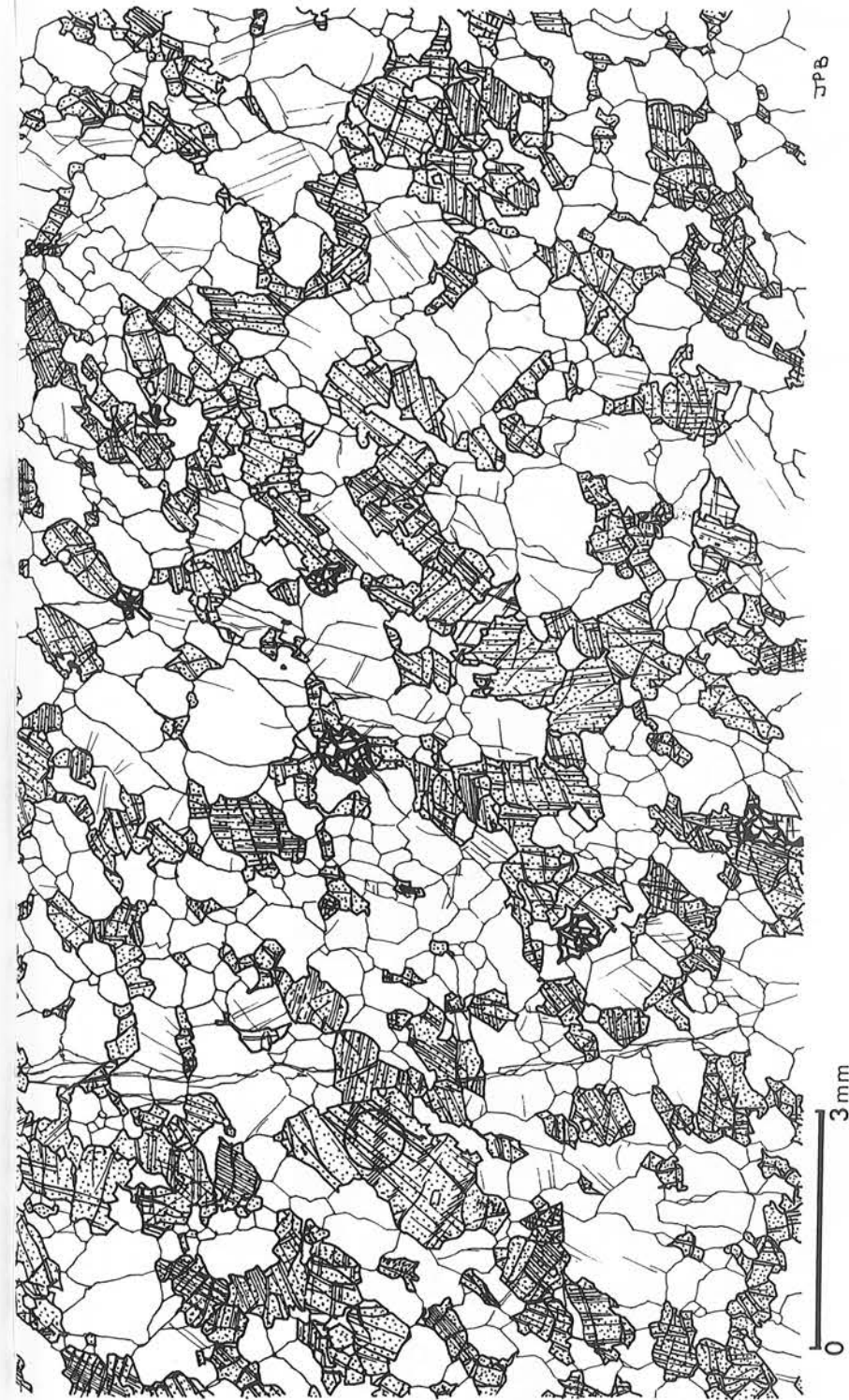


Fig. 2-32 : Texture de mésocumulat recuit. Leucotroctolite litée, complexe ophiolitique de la Montagne des Sources (Mlle Calédonie) (col. Leblanc). Ce gabbro lité a une foliation héritée d'origine magmatique. Il s'agit d'un mésocumulat à Plagioclase-Clinopyroxène qui contenait une Olivine inter-cumulus. Tous ces minéraux ont recristallisé en donnant des cristaux tabulaires ou polygonaux qui se rejoignent par des points-triples (texture de recuit). Cette recrystallisation est une restauration qui affecte un matériel ayant vraisemblablement subi une déformation plastique avant d'être restauré ; on retrouve en effet des bandes de déformation et des sous-grains (cf. cristal cerclé) dans certains cristaux de pyroxène qui n'ont pas complètement libéré leur "énergie résiduelle" par migration de leurs imperfections de réseau.



Fig. 2-33 : Texture probable d'hétéradcumulat lunaire. Gabbro à plagioclase-pyroxène-ilménite lunaire, Ech. N° 70017-125, Photo N° S-79-26724 (N.A.S.A.). Cette roche lunaire montre une texture comparable aux hétéradcumulats terrestres. On observe des cristaux sub-automorphes à joints (et interpénétrés) d'ilménite et de pyroxène englobés dans des cristaux-intercumulus très largement poecilolitiques de plagioclase. (cf. p. 72 et Fig. 2.29).

Principales Textures des Roches Métamorphiques

A : Roches sans orientations minéralogiques préférentielles :

= textures *granoblastiques*

Variétés : (1) = texture *isogranulaire* (minéraux xénomorphes de même taille)
(2) = texture *polygonale, en mosaïque* (idem mais minéraux à bordures de grain droites ou courbes et nombreuses jonctions triples)

(3) = texture *hétérogranulaire* (minéraux de taille différente).

B : Roches dont la texture est fortement contrôlée par l'habitus de ses constituants :

(4) = texture *lépidoblastique* : minéraux en feuillets dominant plus ou moins orientés

(5) = texture *nématoblastique* : minéraux en aiguilles ou en prismes allongés

(6) = texture *porphyroblastique* : nombreux poeciloblastes à inclusions hélicitiques

(10) = texture à minéraux en *gerbe*

(11) = texture à minéraux en *rosette*

(13) = texture *vermiculée* : symplectite de minéraux lobés.

C : Roches résultant de la combinaison de A + B

(1), (2) ou (3) + (4) = texture *granoblastique*

(1), (2) ou (3) + (5) = texture *grano-lépidoblastique*

(1), (2) ou (3) + (6) = texture *grano-porphyroblastique*.

D : Roches présentant des minéraux ou des groupements de minéraux sphériques ou sphéroïdaux + englobés dans une matrice de type (1), (2), (3), (4), (5) :

(12) = texture *noduleuse*

(14) = texture *coronitique réactionnelle*

(15) = texture *oeillée, glandulaire* (cf. tectonites).

E : Textures de tectonites (tab.V) (Classification de Higgins (85)).

a) Roches sans foliation : (1) = texture *cataclastique* : 30 % maximum de clastes de moins de 0,2 mm

(2) = texture *protoclastique* : roche magmatique présentant des minéraux cassés, déformés ou granulés englobés dans les derniers cristaux ayant cristallisé dans le magma.

b) Roches foliées (Mylonites s.l.) :

(3) = texture *protomylonitique* : de 50 à 95 % clastes englobés dans une matrice à grain fin (mortier de petits cristaux recristallisés) ; quartz "en rubans" fréquents.

(4) = texture *mylonitique oeillée* ("Augengneiss") : 10 à 50 % de porphyroclastes ovoïdes mono-ou polycristallins de plus de 0,2 mm de diamètre moulés par une matrice à grain fin rubanée et parfois microplissotée ; Plattenquartz fréquent.

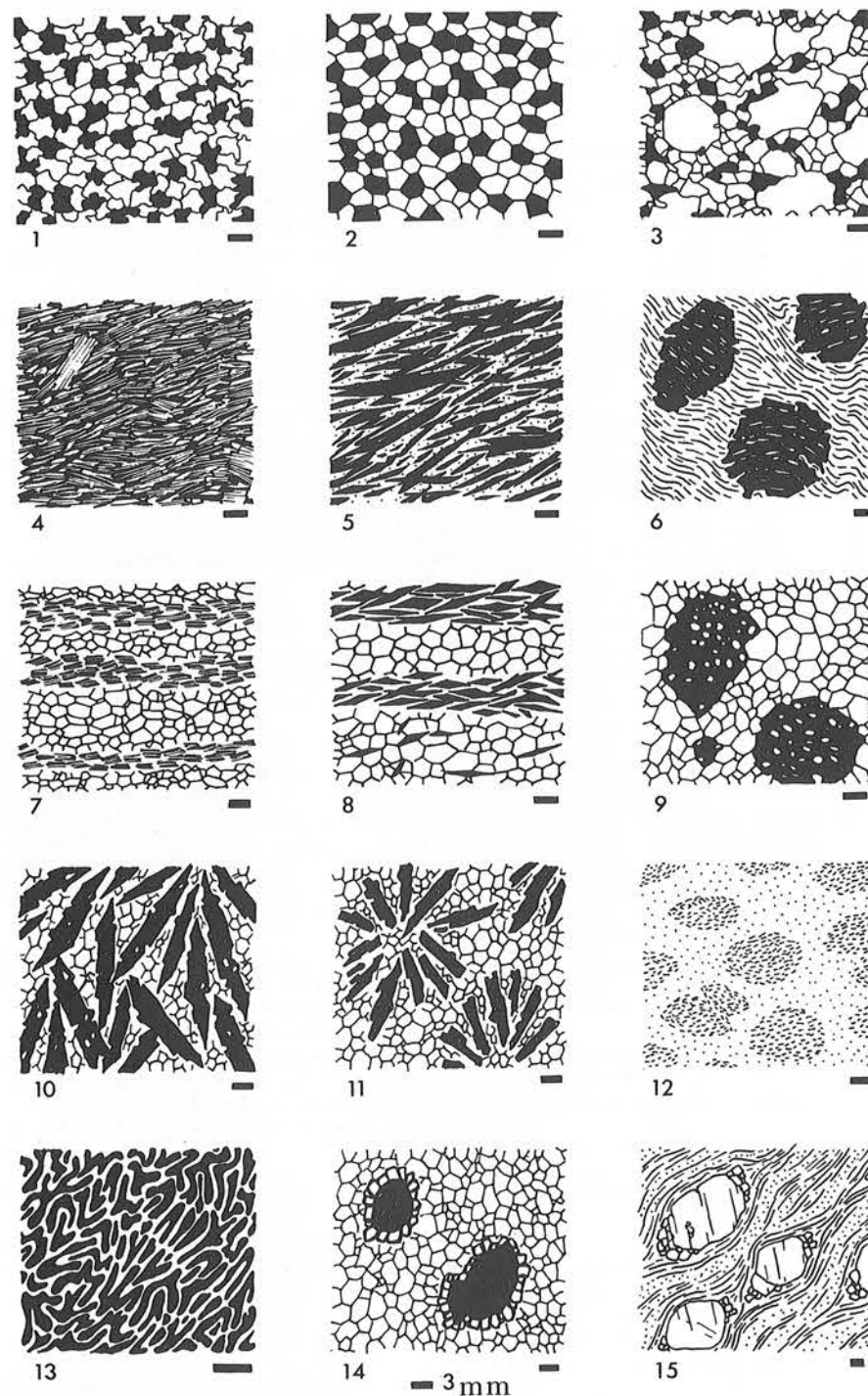
(5) = texture *ultramylonitique* : 0 à 10 % de porphyroclastes de moins de 0,2 mm englobés et moulés par une matrice granoblastique foliée ou rubanée à grain fin (roche sub-aphanitique mimétique d'un métasédiment à grain fin ou d'une lave (pseudo-tachylite)).

(6) = texture *blastomylonitique* : 5 à 30 % de porphyroclastes plus ou moins recristallisés moulés par une matrice granoblastique de minéraux *syncinématiques recristallisés et/ou néoformés*, cataclase à haute température.

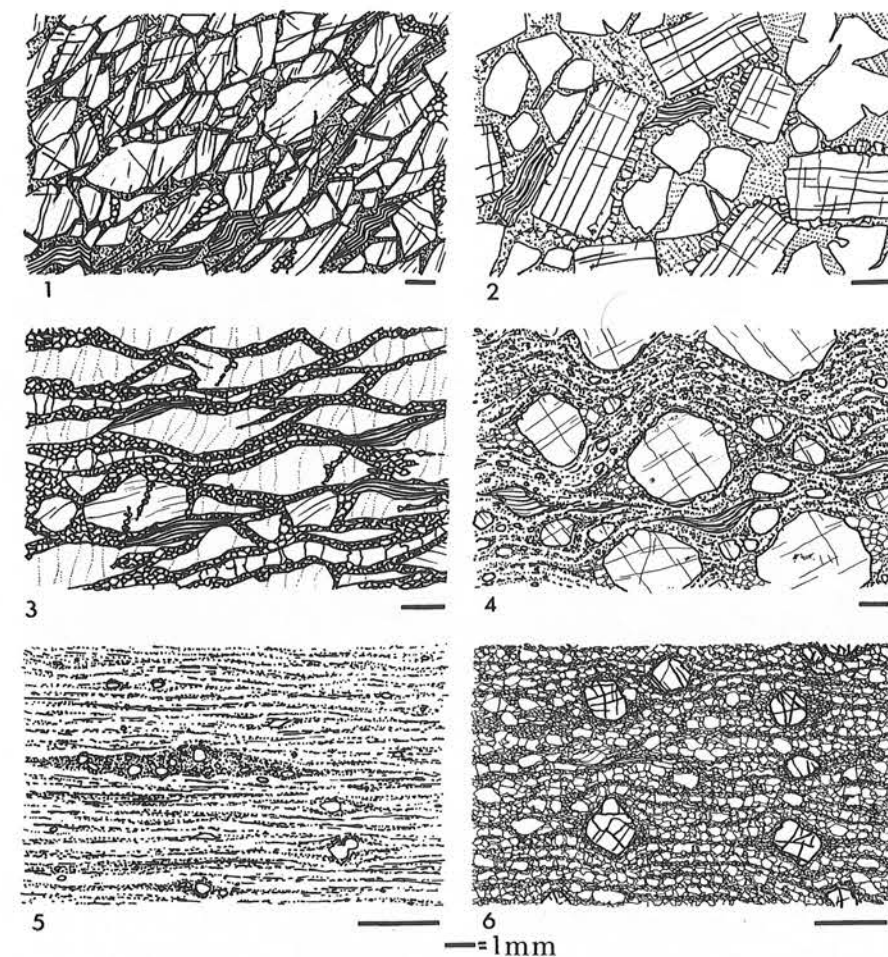
c) Cas particulier des tectonites d'origine mantellique (Classification de Ben Harte (86) (Pl.VI)) :

(1) = texture grenue magmatique (équante ou tabulaire) ; sous-joints à distribution aléatoire dans les olivines et les pyroxènes

(2) = texture *porphyroclastique "en cloison"* :



Tab.IV: Principales textures des Roches Métamorphiques (Légende p.149).



Tab.V : Principaux types de textures de tectonites.

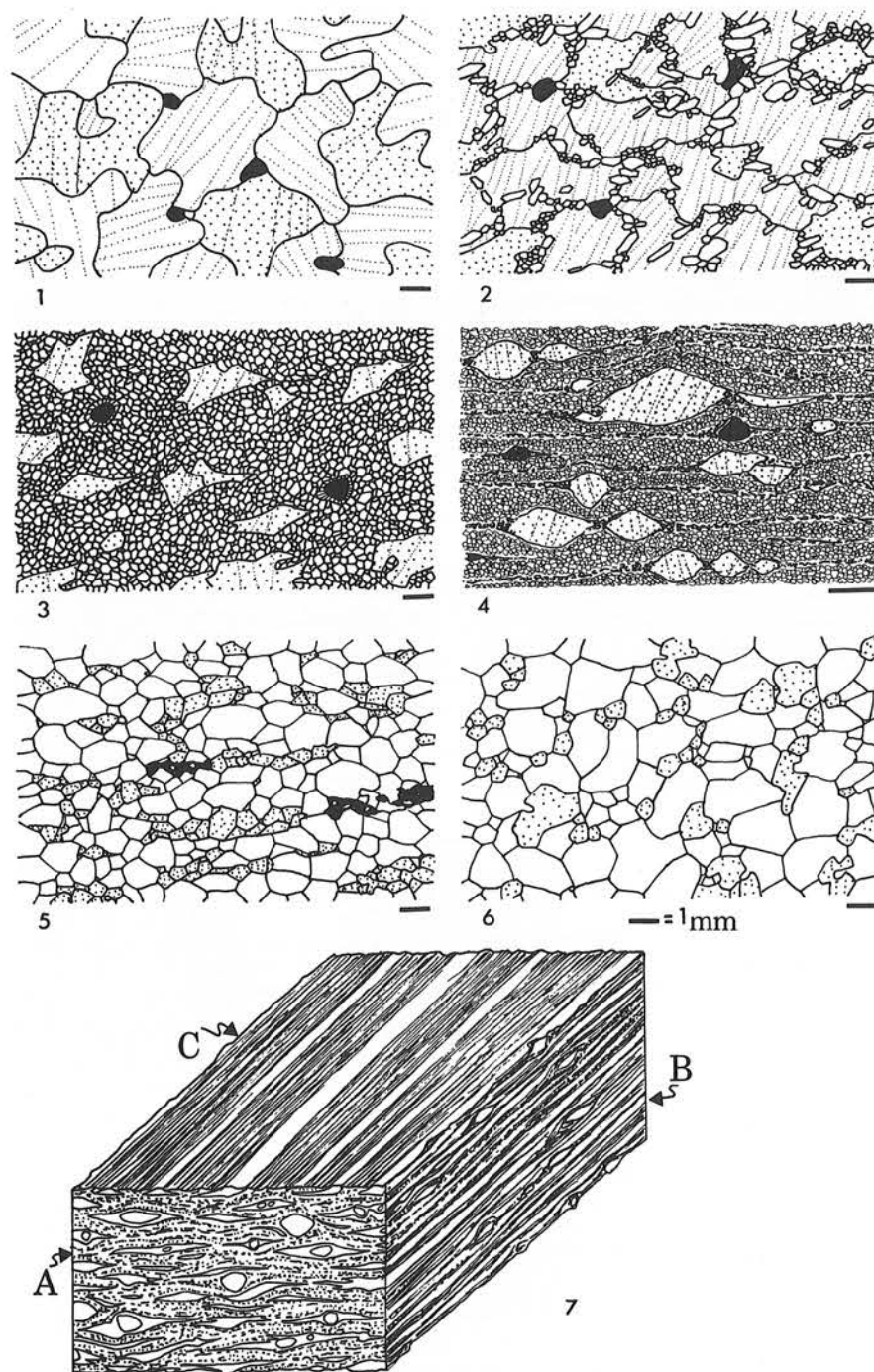
plus de 10 % de porphyroclastes d'olivine, et de pyroxène + allongés dans une foliation et cimentés par des petits cristaux d'olivine en mosaïque libres de déformation (cristaux néoformés ou issus de la recristallisation de sous-grains)

(3) = texture *porphyroclastique "en mosaïque"*: moins de 10 % de porphyroclastes d'olivine (surtout des porphyroclastes de pyroxène) inclus dans une matrice foliée granoblastique polygonale où prédominent des petites olivines libres de déformation (nombreuses jonctions triples)

(4) = texture *granoblastique en "mosaïque fluidale"*: 0 % de porphyroclastes d'olivine ; rares porphyroclastes de pyroxène se désagrégeant en de nombreux sous-grains déterminant un fin litage ; matrice granoblastique en mosaïque polygonale hétérogranulaire d'olivine non-déformée et non-orientée

(5) et (6) = Textures *secondaires de restauration* tabulaire (5) ou à gros grain (6) : nombreux points triples à 120°.

(7) = Contraste mésooscopique textural d'une mylonite (cas d'un orthogneiss granitique fortement déformé) selon les sections d'observation : *face A* : faciès d'Augengneiss ; *face B* : faciès mylonitique proche d'une ultramylonite rubanée ; *face C* : faciès fortement linéaire (linéation d'allongement très marquée).



Tab.VI : Principales textures des Tectonites mantelliques (Légende p.149.151).

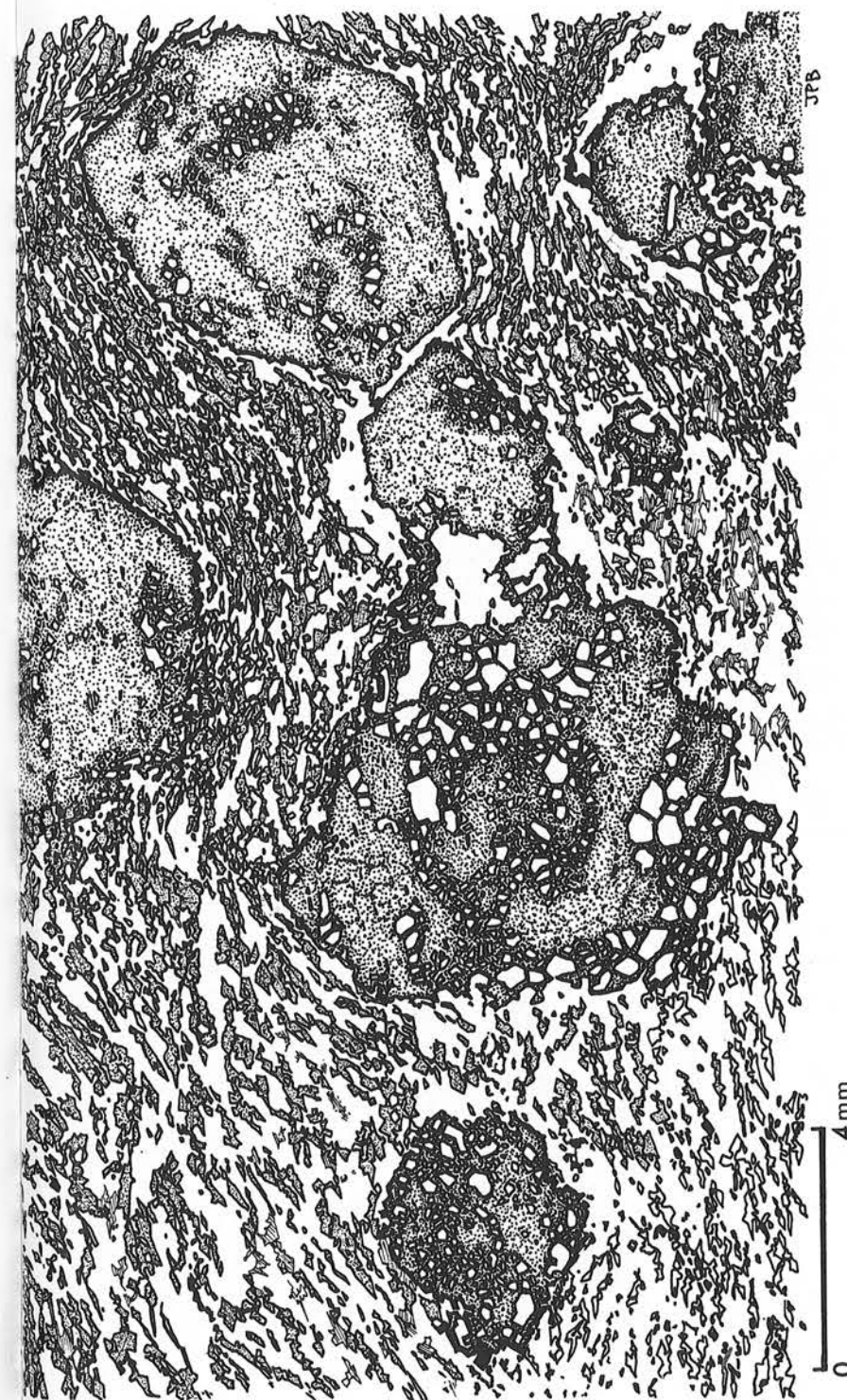


Fig. 2-34 : Texture grano(-némato) porphyroblastique. Glaucophanite à grenat, Ile de Groix (France). Cette roche montre des porphyroblastes de grenat moulés par une schistosité de flux dessinée par des nématoblastes de glaucophane (amphibole bleu de "haute pression"). On remarque que les grenats renferment des inclusions anguleuses de quartz et qu'ils se sont développés par nucléation et "ségrégation" progressive de vermicules grenatiformes qui apparaissent aux limites de grain des quartz matriciels. La disparition progressive de ces inclusions quartzeuses laisse place à des porphyroblastes plus ou moins autonomes de grenat. Ce mécanisme de croissance cristalline des grenats est fréquent dans les roches basiques ortho-dérivées (cf. 67 et 79).



Fig. 2-35 : Arcs polygonaux. Gneiss migmatique de la région de Caramany (Massif de l'Agly, Pyrénées Orientales, France). Cette roche montre des biotites grossièrement orientées (parfois disposées en "arête de poisson") qui ont la caractéristique d'être *mimétiques* d'un système de microplis isoclinaux. Ces micas ont cristallisé ou recristallisé dans un climat *statique* et leur disposition paraît contrôlée par l'existence de petits niveaux relativement riches en Fe et en Mg plissés par une phase de déformation symétrique. Les micas des arcs polygonaux sont *post-cinématiques* ; ils sont postérieurs aux microplis dans lesquels ils se développent et leur présence indique que des températures élevées (au moins de l'ordre de 400°C) régnaient encore après la tectonique symétrique. Les arcs polygonaux sont des textures de *recuit* fréquentes dans les roches qui ont été préalablement déformées (plissées).

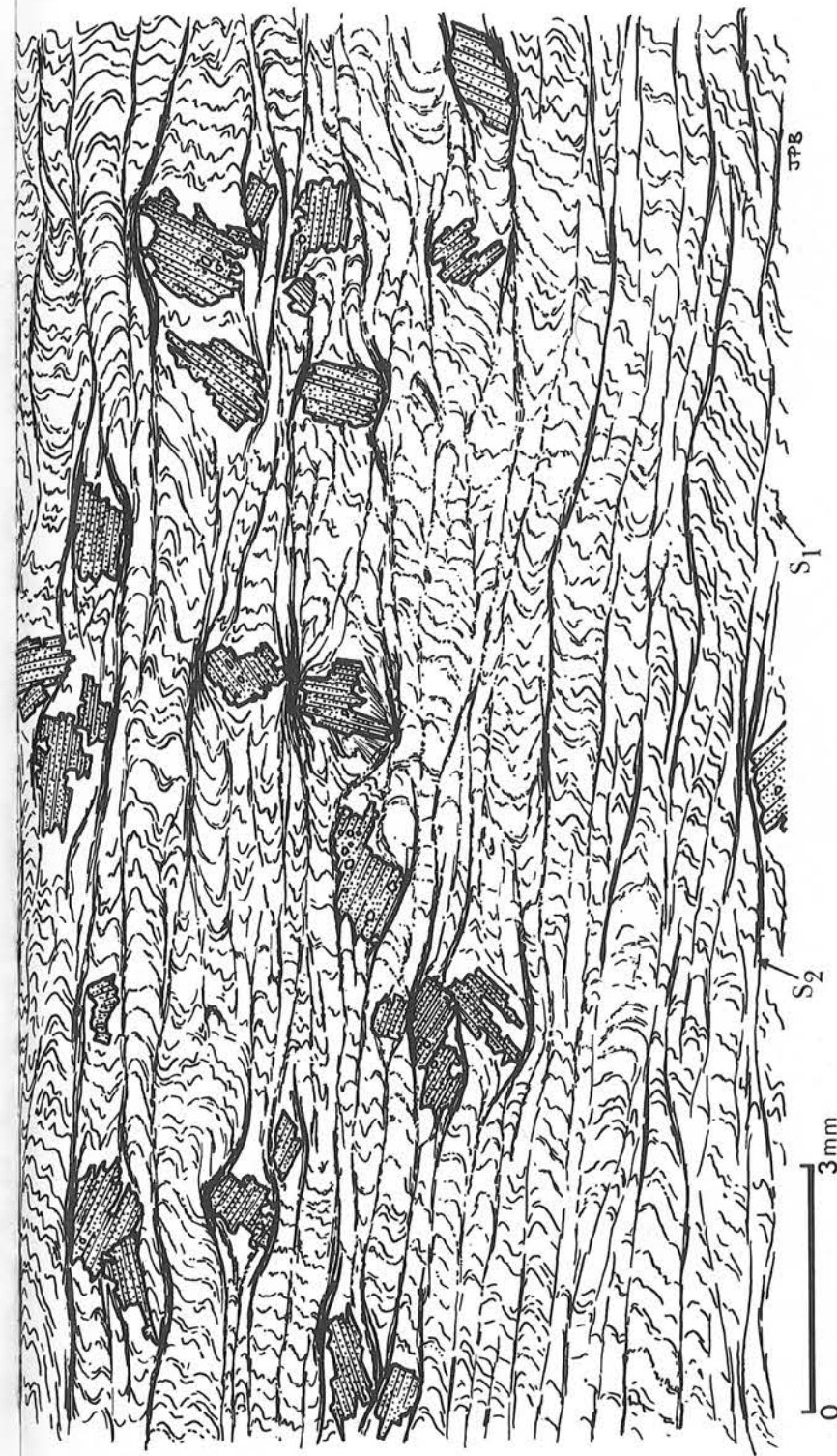


Fig. 2-36 : Schistosité superposées. *Micaschiste* à biotite-muscovite, région de Puebla de Sanabria (Galice), Espagne. Ce micaschiste montre clairement la superposition de deux phases de déformation synschisteuses. La seconde phase (fréquemment la plus évidente) se traduit par le développement d'une schistosité S_2 de crénulation (strain - slip cleavage) qui délimite des microplis et moule une génération de poeciloblastes de biotite. Ces microplis présentent des microplis qui affectent une schistosité primaire S_1 ; les phyllosilicates qui dessinent cette schistosité sont plissés et tordus. On notera que les poeciloblastes de biotite étaient statiques sur S_1 (dont post- S_1) ; ces micas sont donc post- S_1 et ante- S_2 . Dans le cas présent ils témoignent d'un métamorphisme de contact en bordure d'un massif granitique ante- S_2 à bords diffus (plutono-métamorphisme).



Fig. 2-37 : Texture poeciloblastique polynphasée. *Micaschiste à chistolite* (andalousite), *Sietras d'Anacena* (Andalousie du *Guadalquivir*), Espagne. Cette roche montre des sections de poeciloblastes automorphes de chistolite qui renferment de façon caractéristique, des inclusions graphiteuses d'aspect géométrique variable. Ces blastes se sont développées, dans un premier stade, statiquement sur une schistosité (dessinée par des lits biotitiques et graphiteux). Cette croissance est liée à un métamorphisme de contact à proximité d'un intrusif granitique. Elle a été suivie par une phase de déformation qui a crénelé et micropolisé S_1 : lors de cette seconde phase les chistolites ont pivoté sur elles-mêmes ou ont été tronçonnées. Cette figure montre que la mise en place du granite responsable du développement de ces blastes est antérieure à la période de déformation qui désorganise la fabrique des chistolites. Cette observation permet d'établir une chronologie relative entre métamorphisme, tectonique et magmatisme.

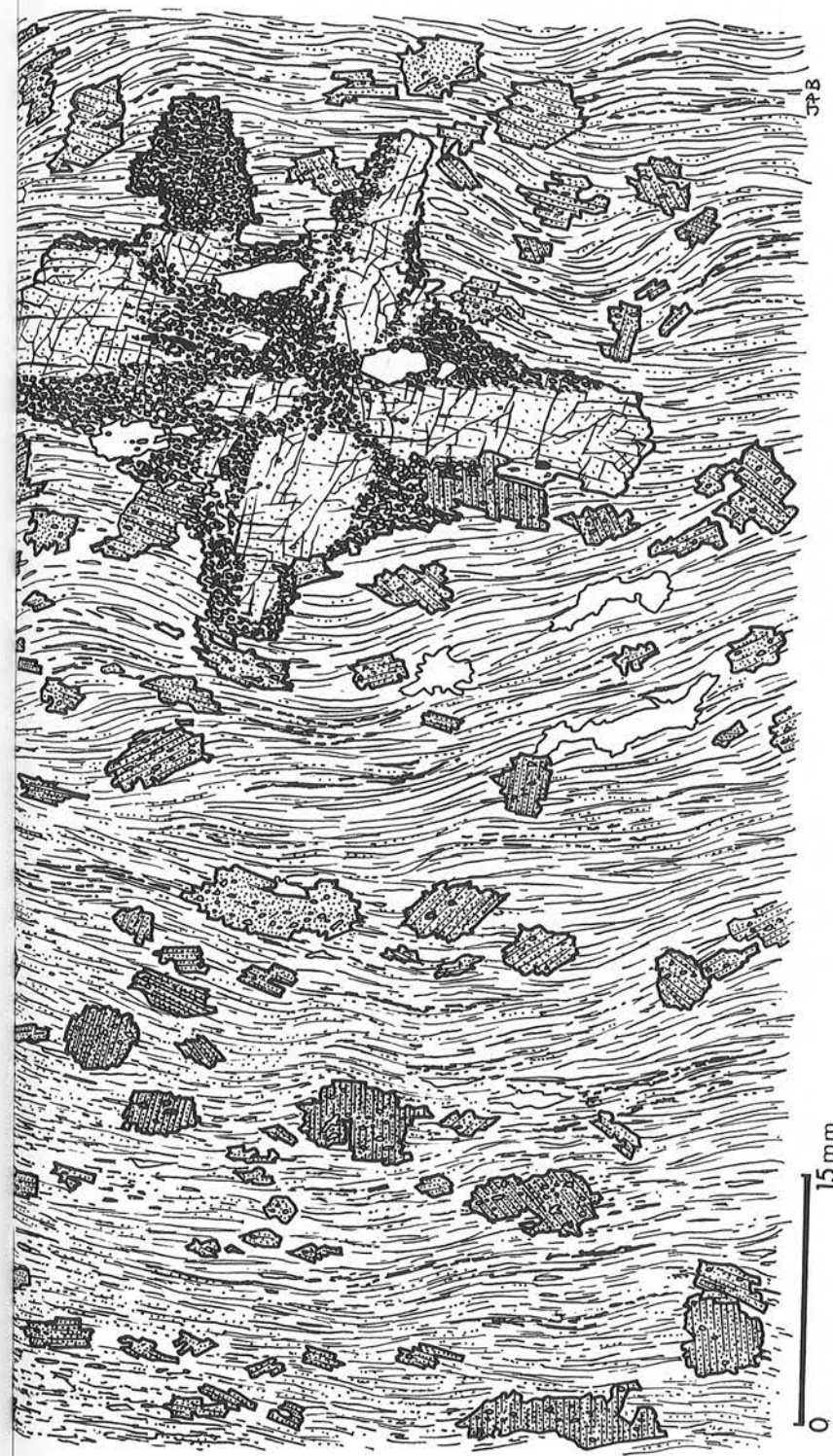


Fig. 2-38 : Texture poeciloblastique. *Micaschiste à andalousite chistolitique* de la bordure du granite de *Zongo-Vani*, *Bolivie occidentale*. L'andalousite, d'aspect chistolitique, de ce micaschiste de "contact syntectonique" se présente sous l'aspect de poeciloblastes squelettiques dont la croissance, tardi-cinématique, s'est effectuée par un processus mixte combinant un développement dendritique et une anisotropie dans les vitesses de croissance (p. 41). L'aspect incomplet et cruciforme de ce blaste ainsi que ses contrastes sur le plan de la répartition de ses inclusions (quartz, graphite) suggère que les directions de croissance correspondant aux faces (100) ont été plus rapides et plus "fortes" que les directions correspondant au développement des arêtes. Noter le développement statique des biotites et le fait qu'elles soient partiellement englobées par les bordures des andalousites.

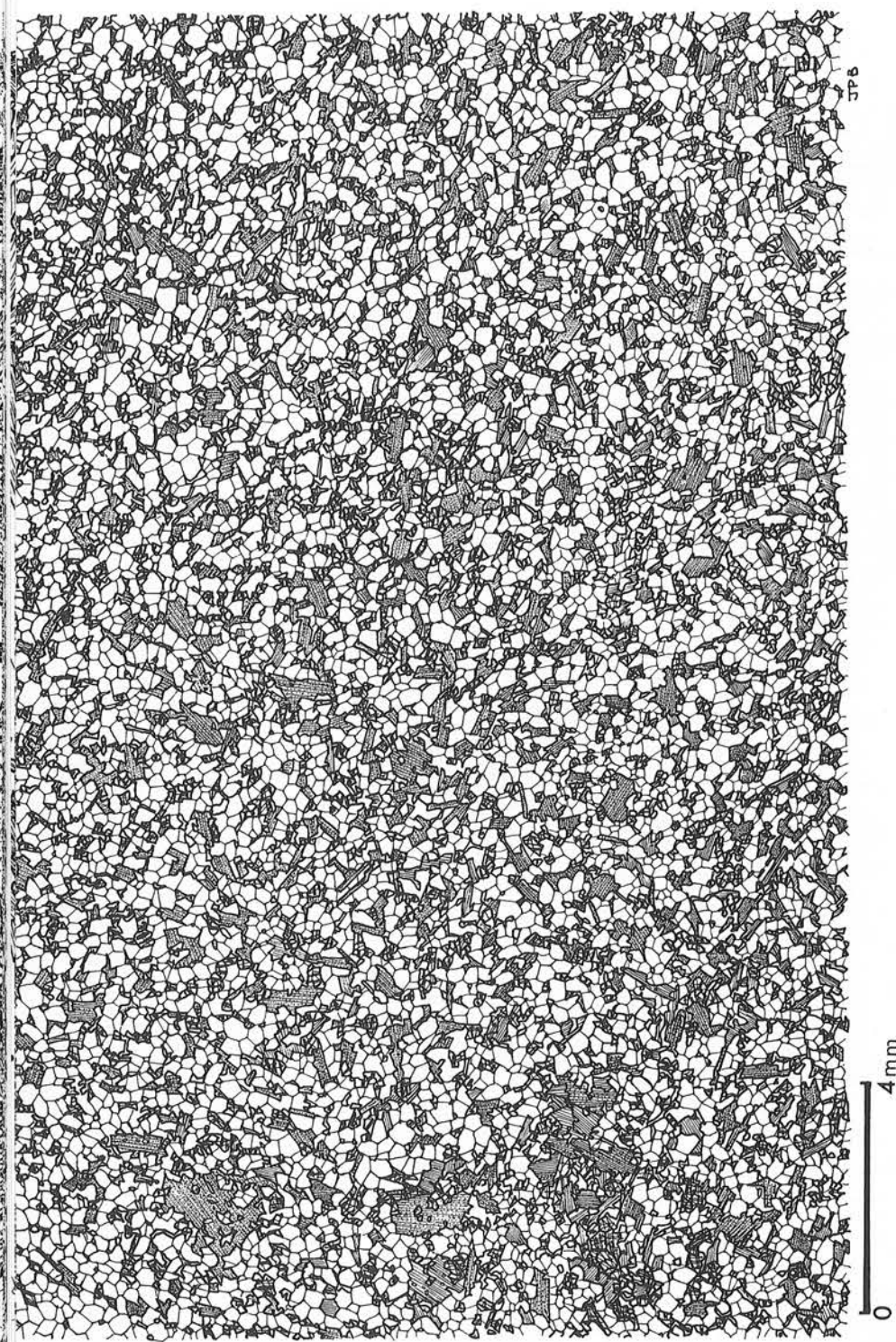


Fig. 2-39 : Texture polygonale équate ou granoblastique (à grain fin). Cornèenne à biotite, bordure du granite de Campo Lázaro, (Province de Huelva) Espagne. Il s'agit d'une texture en mosaïque d'origine essentiellement thermique. Les microblastexomorphes constituent une texture polygonale riche en points-triples analogue aux textures de recuit des roches qui avaient préalablement recristallisé sous contraintes. C'est le cas de cette cornèenne qui appartient à une série métasédimentaire épizonale schistose avant d'être traversée par des intrusions granitiques.

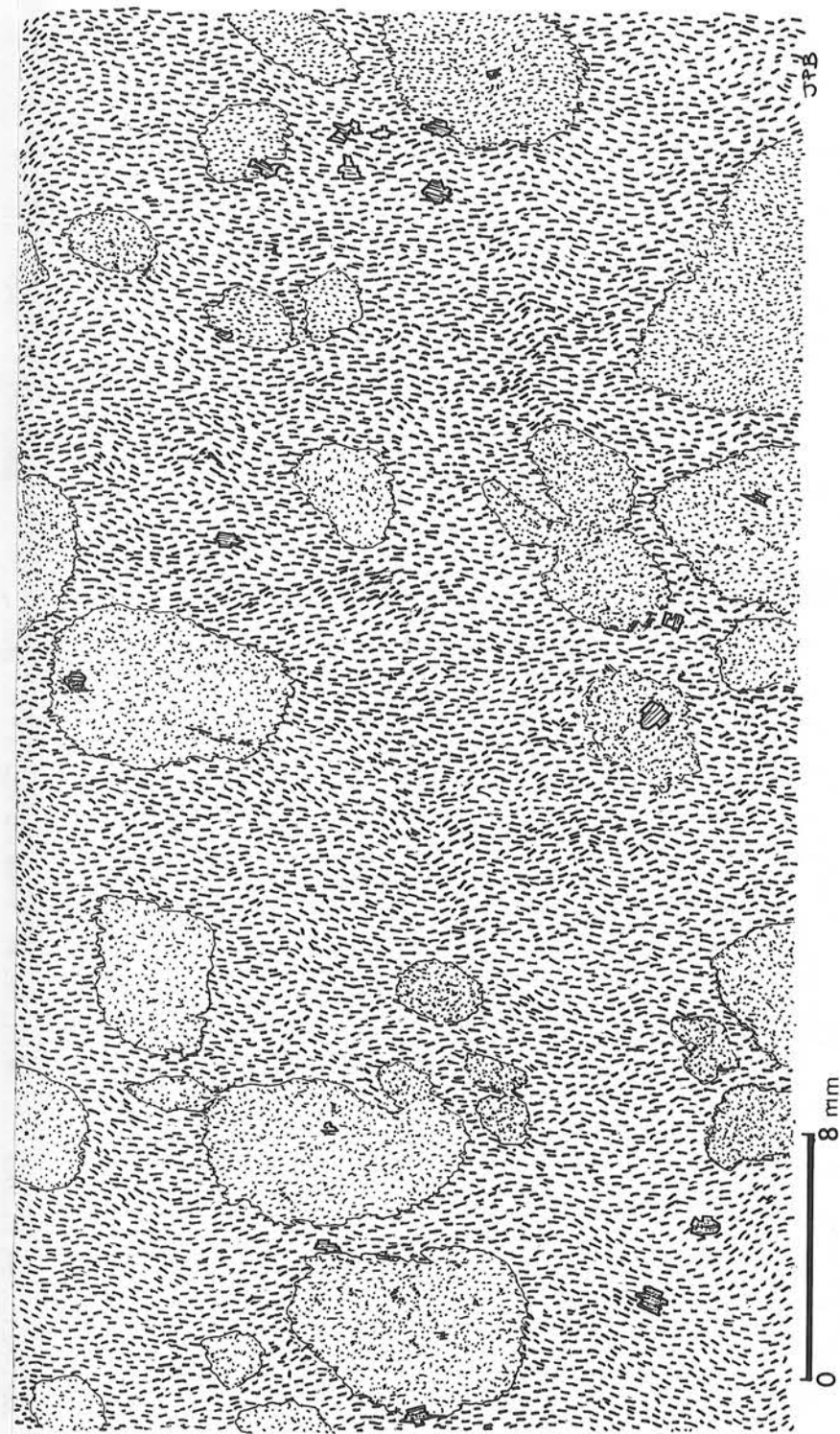


Fig. 2-40 : Texture noduleuse. Cornèenne tachetée, bordure du granite de St Guiral-Lizon (Cévennes méridionales, France). Cette texture est fréquente et typique des schistes "tachetés" qui affleurent dans les aureoles métamorphiques de contact. On la rencontre également quelquefois dans les roches qui ont subi un métamorphisme dynamo-thermique. Les nodules sont constitués ici par des phénoblastes statiques et amiboïdes de cordiérite et/ou d'andalouite criblés de très nombreuses inclusions (graphite, quartz, micas de petite taille et souvent globuleux). L'orientation des nodules est parfois inexistante mais elle peut être très marquée ; dans ce cas les nodules se disposent soit dans le plan axial des plis contemporains de la mise en place de l'intrusif qui est à l'origine du métamorphisme thermique soit suivant une linéation "d'allongement" qui n'est pas directement corrélable avec des déformations plicatives.

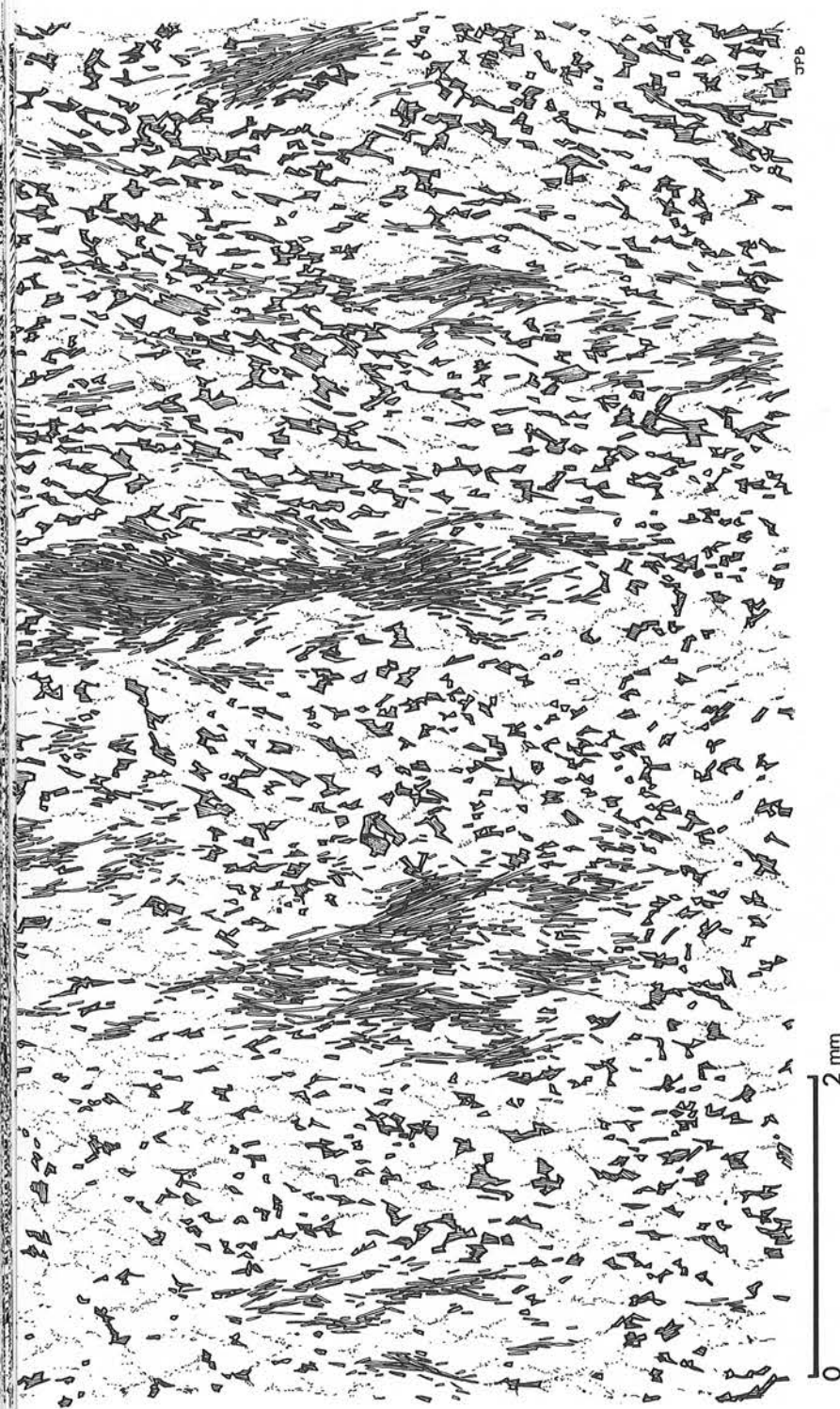


Fig. 2-41 : Texture grano-nématoblastique à tendance noduleuse. *Gneiss à biotite-sillimanite*, Région d'Aracena (Sierra Morena, Espagne). Cette roche se trouve dans un complexe de gneiss migmatique. Elle montre des ségrégations ovoïdes de sillimanite (aiguilles de fibrolite) plus ou moins étirées dans la foliation. On devine vaguement des arcs polygonaux de biotite et la sillimanite tend à se localiser dans les flancs de ces microplis. L'origine des "nœuds" de sillimanite n'est pas encore très bien expliquée. On constate toutefois que cet habitus est relativement fréquent dans les domaines catamorphiques anatectisés où le métamorphisme et la palinogénèse (fusion partielle) ont été accompagnés par le fonctionnement de cisaillements ductiles. Ces surfaces de cisaillement pourraient être le lieu de la nucléation de fibrolite par "transfert de masse" de l'alumine, de la silice et des alcalins (en particulier K_2O).

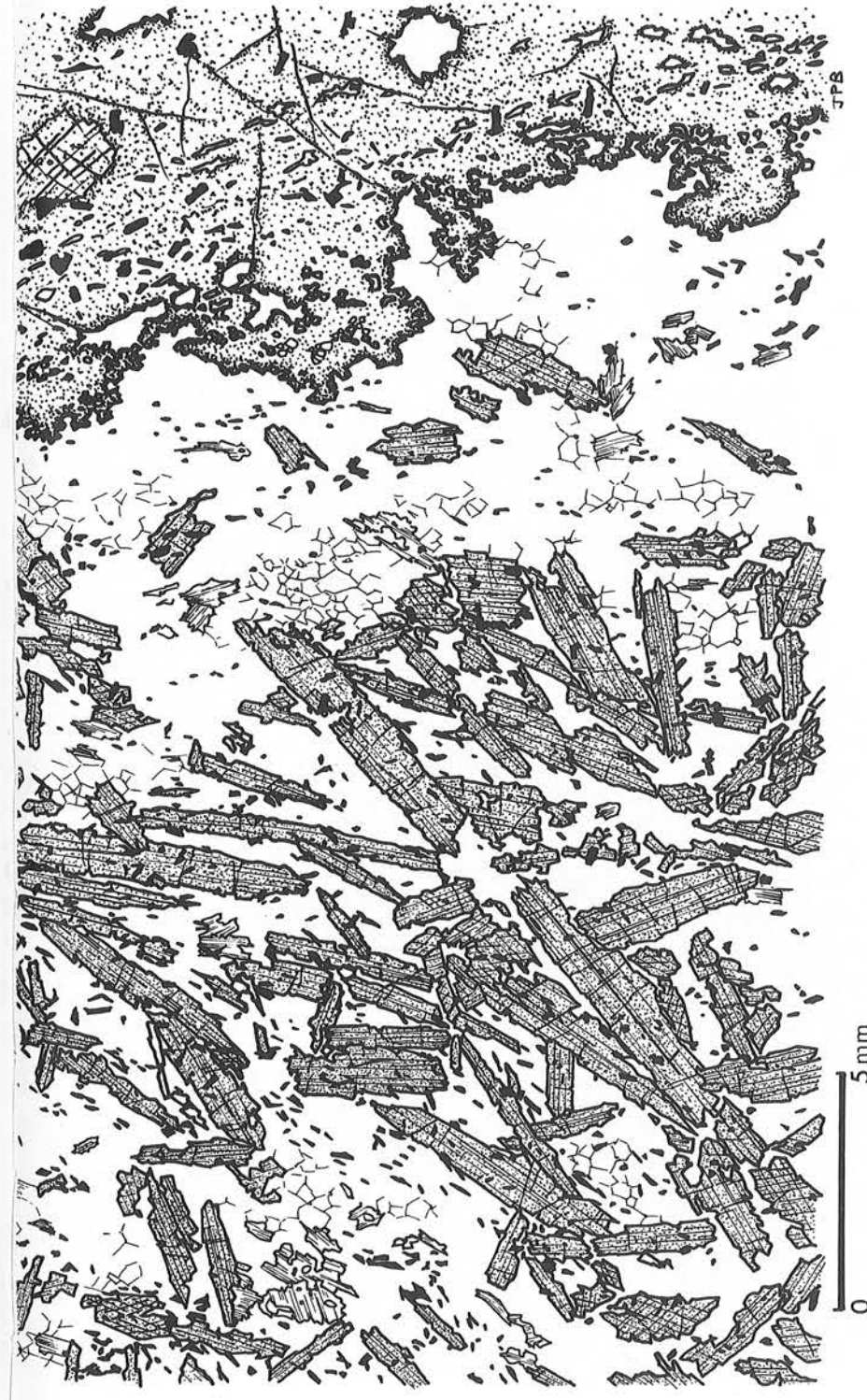


Fig. 2-42 : Textures post-cinématiques : texture nématoblastique "en gerbe". "Para-amphibolite" à amphiboles en gerbe-grenat, Région de Chang La Pass, Province du Kohistan, Pakistan septentrional. Cette roche mésométamorphique montre un horizon constitué par des nématoblastes de hornblende distribués sous l'aspect d'aiguilles arborescentes, de gerbes ou de rosettes à développement statique. Cet habitus des amphiboles est très fréquent dans les roches calco-magnésiennes paradérivées (skarns s.l.). On notera un gros porphyroblaste de grenat à développement également statique, englobant des inclusions de quartz, de graphite et de chloritoïde ; ces minéraux se développent dans un interlit d'origine péritique.

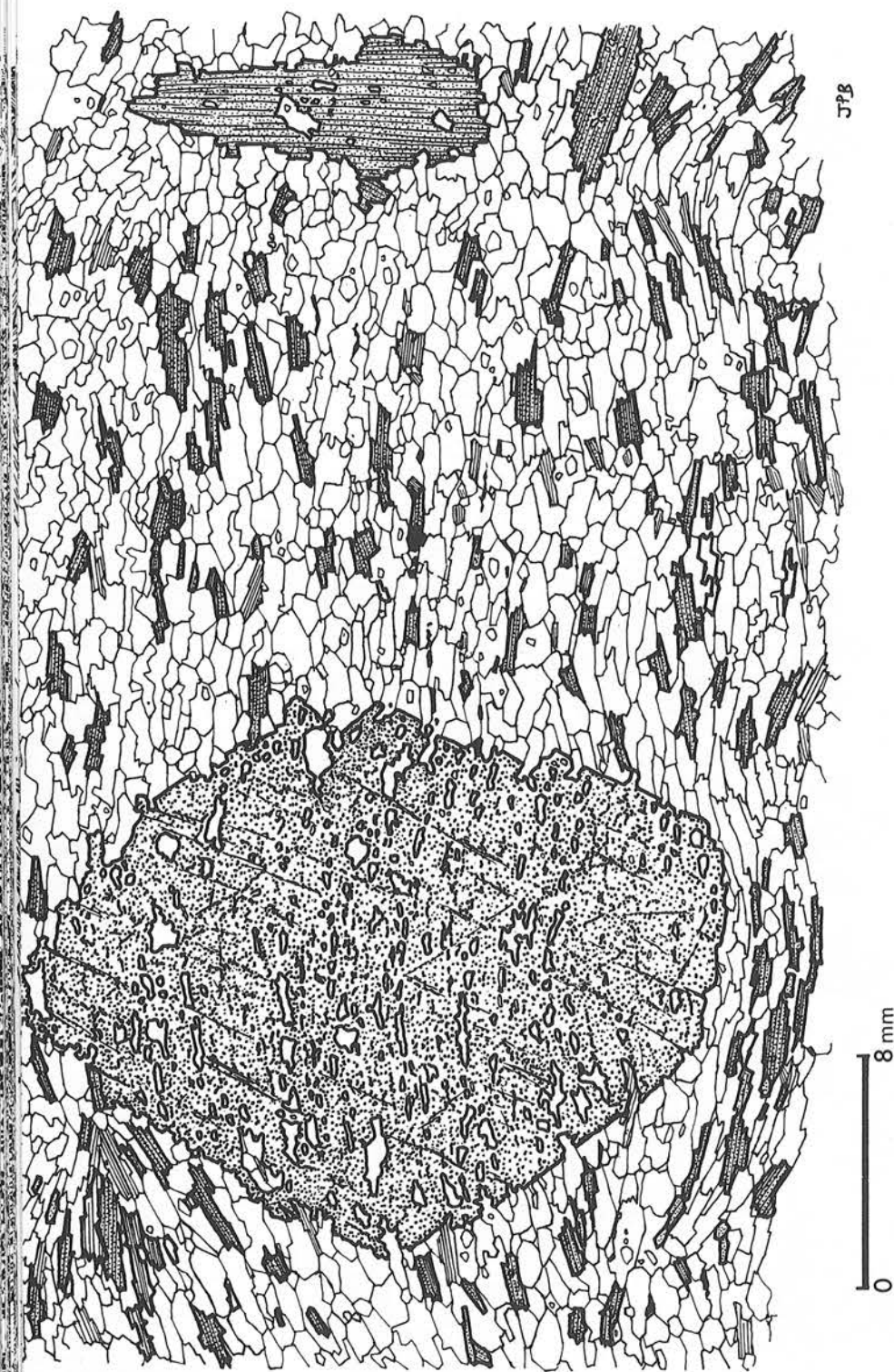


Fig. 2-43 : Textures post-cinématiques. *Micaschiste à staurotite-biotite*, Région de Dimobro, Côte d'Ivoire. Ce micaschiste montre des phénoblastes de staurotite et de biotite II statiques sur une schistosité externe dessinée par des lamelles de muscovite et de biotite I. On notera que S_1 et S_2 sont contigus dans la staurotite ce qui atteste du développement pour le moins tardi-cinématique de ce blaste. Ce critère "post-tectonique" doit être manié avec précaution (cf. p. 94) et les conclusions doivent reposer sur plusieurs observations.

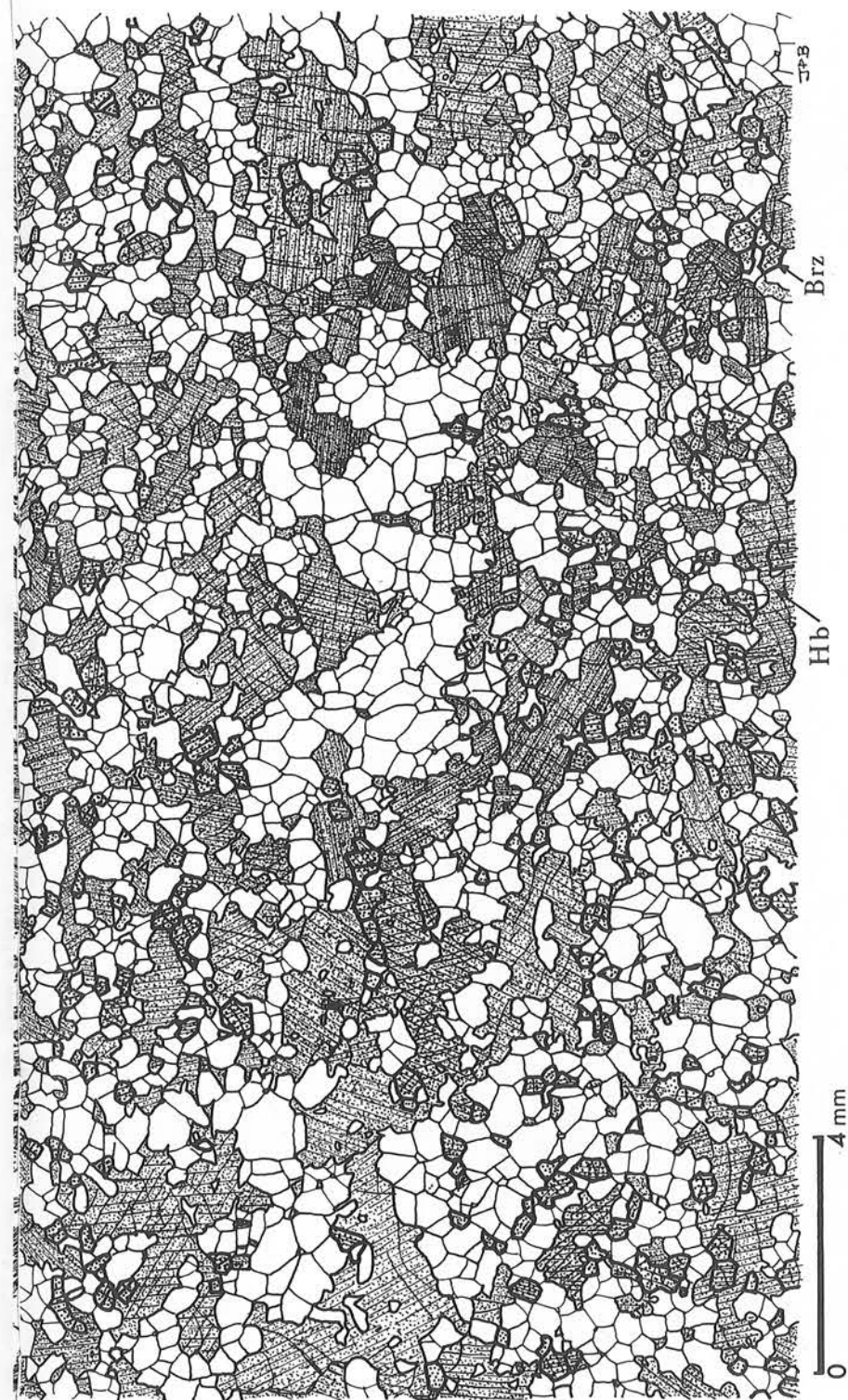


Fig. 2-44 : Textures post-cinématiques : texture "granoblastique" avec restauration par recuit. *Amphibolite à hornblende - bronzite*, Sierras d'Arcena (Andalousie du Guadalquivir), Espagne. Cette roche basique orthodérivée présente une texture "granoblastique" (4) ou polygonale hétérogranulaire réalisée sous les conditions thermiques du faciès granulite s.l. On remarquera que tous les cristaux de plagioclase se rejoignent pour former des points-triples à 120° (p. 18) ; il en est de même des ferromagnésiens qui ont fréquemment des bordures courbes (minimisation optimale des énergies de surface totale de la roche). Cette texture s'est développée de façon statique dans un climat thermique élevé (environ 750°C - 800°C) ; il s'agit d'une texture de recuit typique qui s'est surimposée à une texture dynamo-métamorphique catazonale.

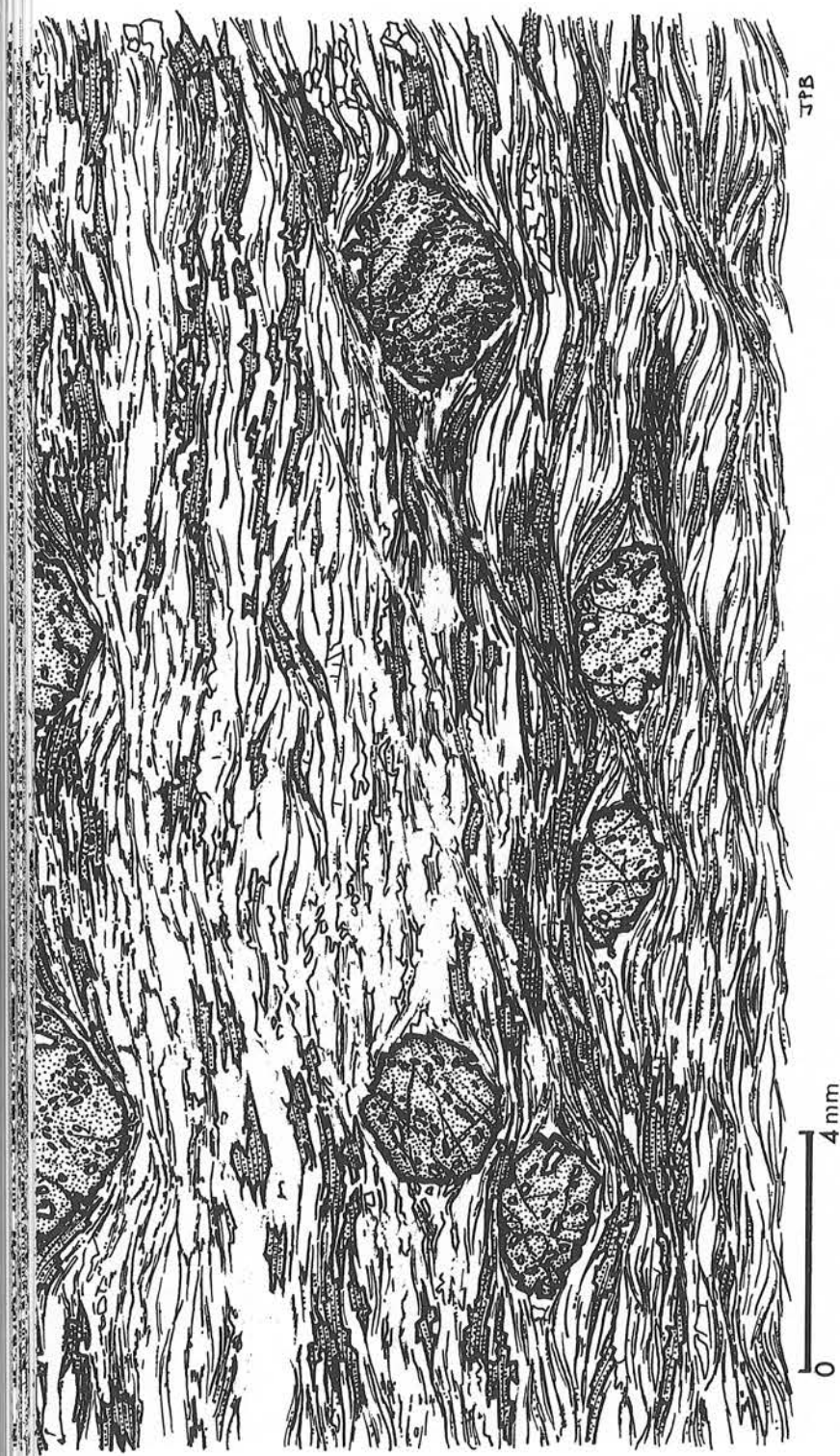


Fig. 2-45 : Textures hélicitiques syncinématiques. *Micaschiste à grenat -biotite-muscovite, région de Requiasta (Rouergue, France) (Col. Ch. Nicolle)*. Cette roche montre des poeciloblastes de grenat dans lesquelles les inclusions hélicitiques ont des aspects variables. On note ainsi des inclusions sigmoïdes dessinant une S_1 légèrement oblique sur S_0 ou franchement discordantes sur S_1 . Un des blastes renferme des inclusions qui ont l'aspect de S_0 (p.99-100). Ces divers habits indiquent que ces grenats sont syncinématiques (S_1) ; ils sont ainsi contemporains de la phase de schistogenèse qui est à l'origine de la foliation dominante de ce micaschiste. La roche a subi une deuxième période de déformation contemporaine d'une schistosité de crénulation légèrement oblique sur S_1 . Cette seconde phase de déformation ne s'accompagne pas de recristallisations notables ; elle est à l'origine d'une reprise rotationnelle des grenats ce qui masque partiellement leur caractère syn- S_1 .

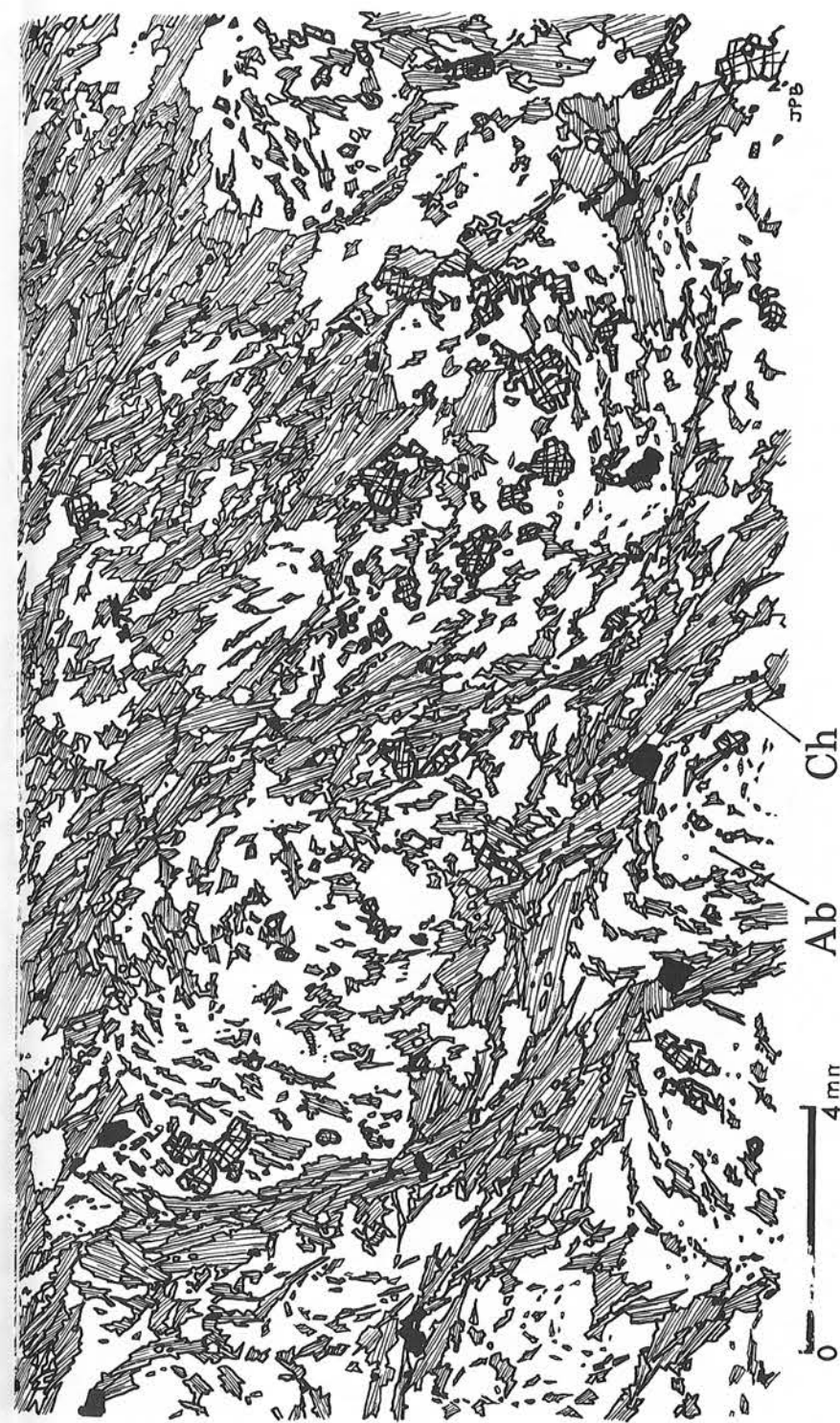


Fig.2-46 : Texture lépido-porphroblastique à tendance ocellaire. *Prasinite (Ovardite), Haute Maurienne (Alpes françaises) (Col. R. Caby)*. Cette roche épimétamorphique est une chloritoschiste à ocellles d'albite. Ce minéral se présente sous l'aspect de poeciloblastes ovoïdes riches en inclusions de chlorite et d'épidote disposées suivant une schistosité interne relativement fruste. La disposition de ces inclusions hélicitiques indique que les blastes ocellaires d'albite sont syncinématiques. Les chlorites matricielles ont recristallisé tardivement pour donner un enchevêtrement de cristaux plus ou moins équants comparables à la disposition des micas dans les arcs polygonaux. Cette roche provient du métamorphisme d'une tuffite basique ou d'une grauwacke ; son faciès microtextural est très fréquent (microtexture "prasinitique") dans les "ceintures" métamorphiques de haute pression.

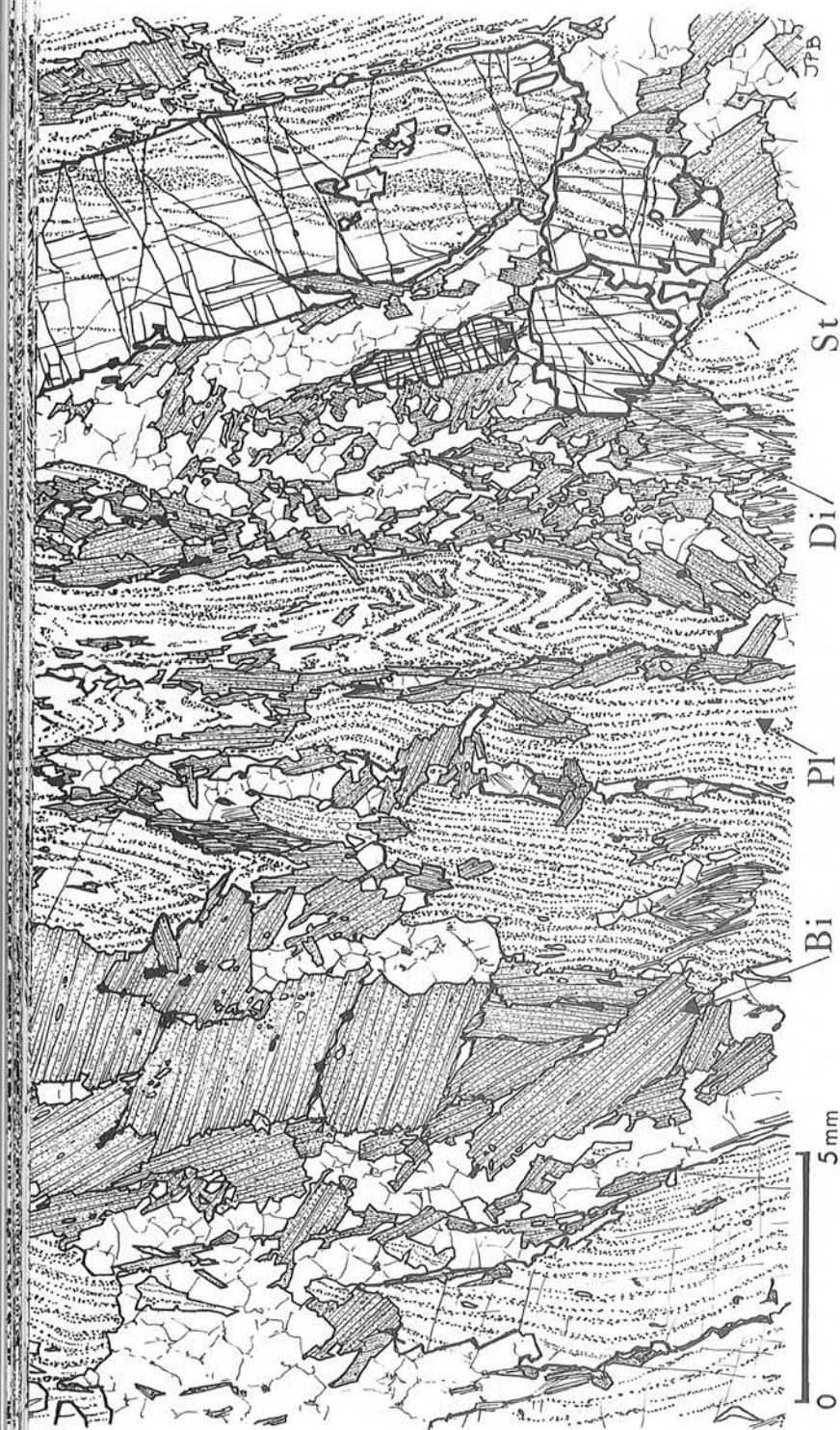


Fig. 2-47 : Texture porphyroblastique. Micaschiste à staurotite-disthène-biotite-muscovite-plagioclase du secteur du Lavandou (Massif des Maures, France). Cette roche est caractérisée par le développement de porphyroblastes, d'âge relatif différent, de staurotite, de disthène, de plagioclase et de micas. Ces minéraux montrent des inclusions "hélicitiques" graphitueuses qui s'organisent parfois sous l'aspect d'une schistosité interne (S_i) intensément microplicissotée. Cette figure indique que la staurotite, le disthène et le plagioclase sont tardi-à postcinématiques (tardi-post une "phase" tectonique n+1). La biotite se présente ici sous l'aspect de porphyroblastes non-orientés ; il s'agit d'un minéral post-n+1 tardimétamorphique. Plusieurs lames minces seraient nécessaires pour préciser l'ordre exact des blastèses par rapport aux phases de schistogénèses qui ont été décrites dans cette région caractérisée, par ailleurs, par un processus polyphasé et pluriétagé de son métamorphisme hercynien.

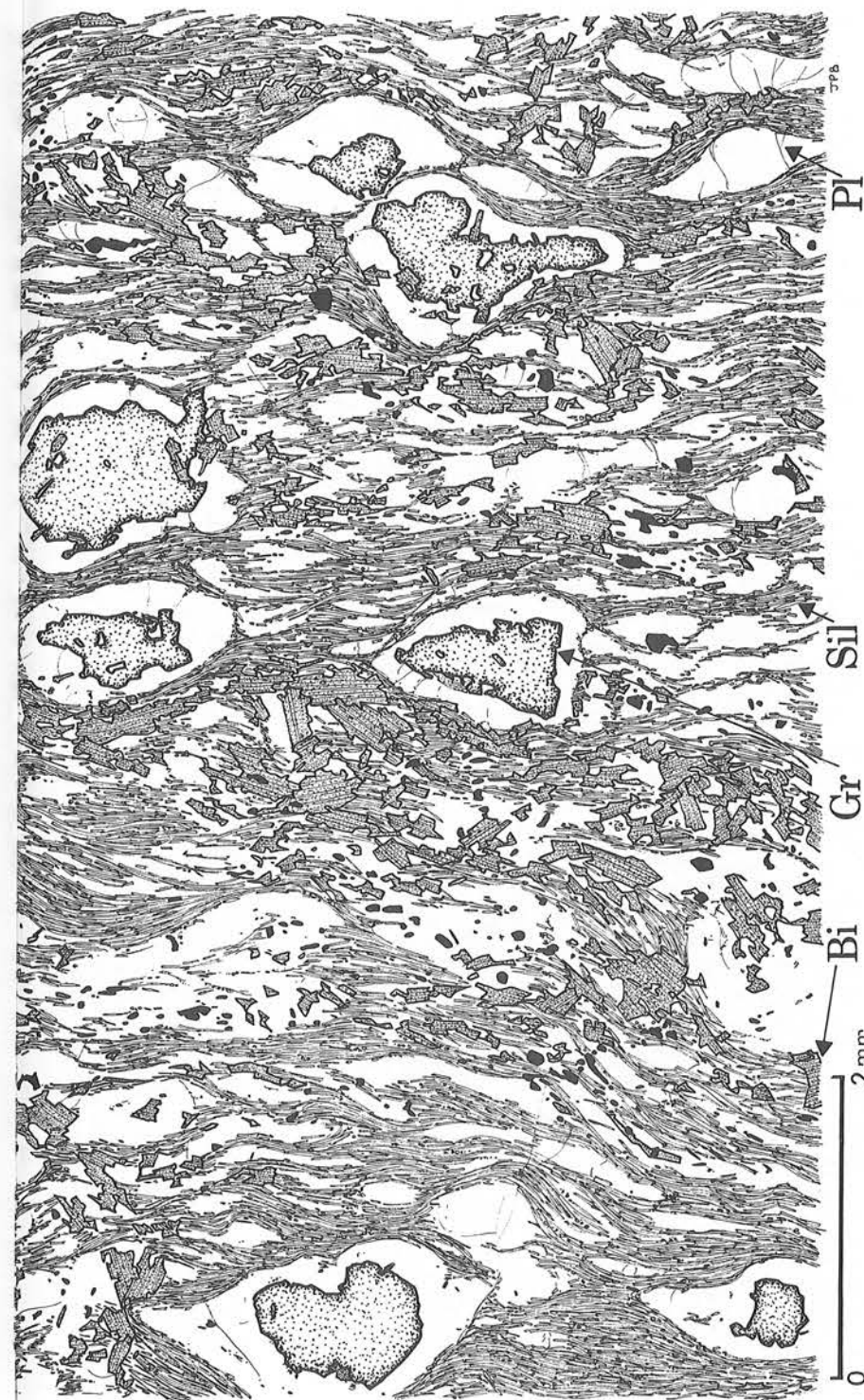


Fig. 2-48 : Microtexture réactionnelle grano-lépidoblastique. Gneiss kinzigitique ("Morbihanite"), région du Crêlin (Bretagne mérid., France). Cette roche se trouve dans un contexte de gneiss silico-alumineux qui ont subi une anatexis différentielle importante polyphasée. Elle montre des paquets fibreux de sillimanite aciculaire (fibrolite) orientés dans une foliation. Celle-ci moule des amandes de plagioclase polycristallin qui "blindent" des reliques de grenat. Cette figure indique l'existence d'un processus réactionnel entre la biotite (rare), la sillimanite, le grenat et le feldspath plagioclase ; ce dernier peut être assimilé à une phase "synantétique" (réaction coronitique s.l.). (cf. p.77).



Fig. 2-49 : Textures hélicitiques syncinématiques. *Micaschiste à lawsonite-albite-phengite-chlorite*, région de Saint-Véran (Hautes-Alpes), France (col. R. Caby). Cette roche montre des cristaux de lawsonite en tablettes plus ou moins morcelées englobant une schistosité interne légèrement sigmoïde. Celle-ci se prolonge régulièrement dans la matrice où S est affecté d'ondulations qui ont la même "longueur d'onde" que les ondulations emprisonnées par les lawsonites. La croissance des lawsonites s'est effectuée en fin de schistogénèse (blastés tardi-cinématiques) ce qui expliquerait leur apparence statique par rapport à S₀. Le fait que ces blastés aient une allure tronçonnée suggère également qu'ils sont apparus pendant les derniers stades de la schistogénèse. Quelques cristaux d'albite se présentent sous l'aspect de S et montrent des inclusions sigmoïdes où S₁ est parfois dissociée de S₀ (minéral éo-ou syncinématique). Les micas de la matrice sont syncinématiques.



Fig. 2-50 : Pli post-métamorphique et différenciation métamorphique. *Glaucophanite à jadeite-grenat*, Région du Lac de Coma, Italie (col. R. Caby). Cette roche montre une texture nématoblastique dessinée par des aiguilles et des prismes allongés de glaucophane et de jadeite. Ces minéraux se distribuent dans des "lits" qui ne correspondent pas au métamorphisme "topochimique" d'horizons chimiquement différents mais qui sont le résultat d'un mouvement de matière à petites distances et d'une différenciation métamorphique intra-schisteuse. Ces "lits" sont plissés (plis post-schisteux) sous des conditions de T,P qui n'autorisent pas une recrystallisation de la glaucophanite ; on note que cette phase de déformation "froide" s'accompagne du développement d'une schistosité fruste de fracture affectant des cristaux légèrement arqués. Les grenats paraissent postérieurs à la foliation mesoscopique et antérieurs au pli post-schisteux.

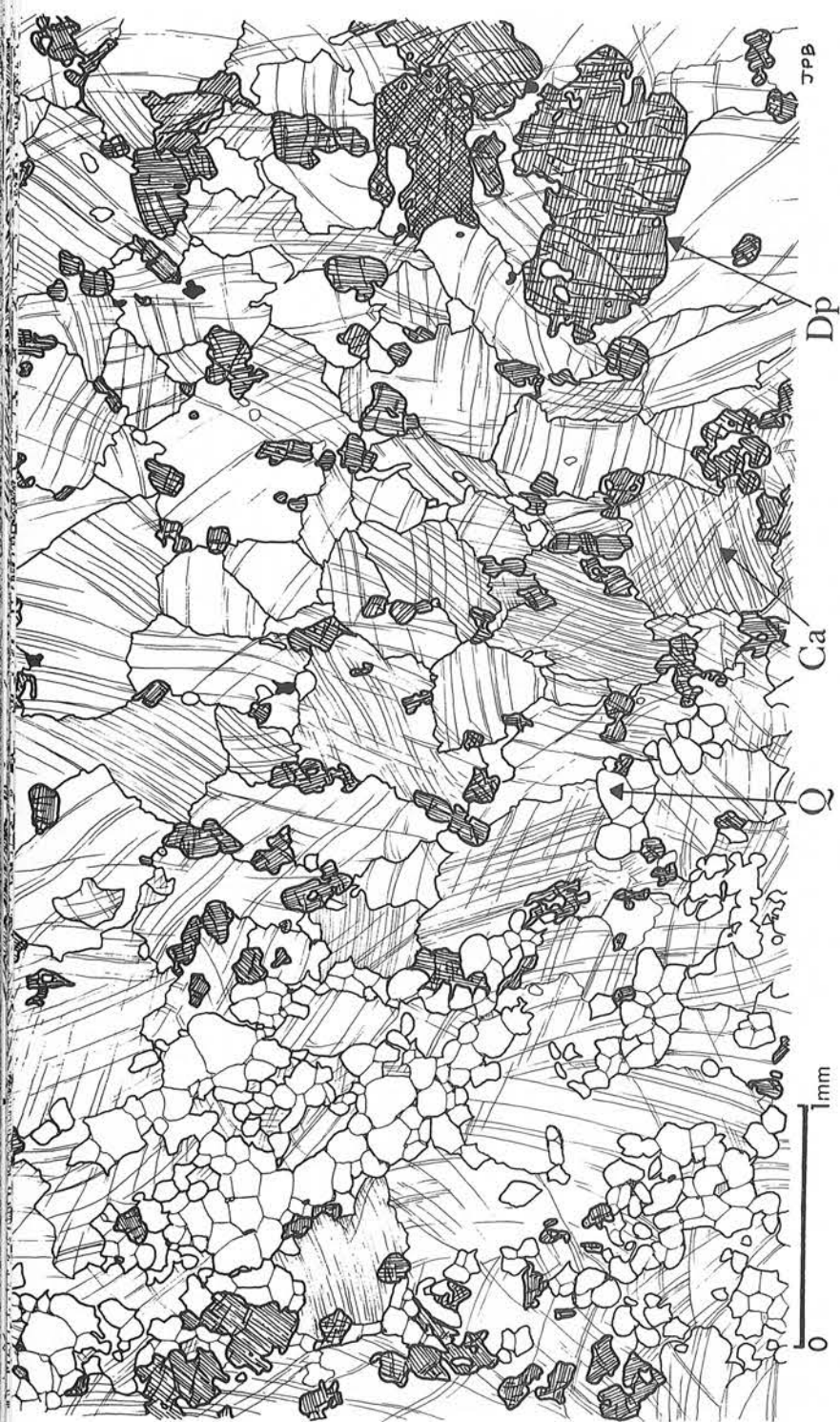


Fig. 2-51 : Points-triples et sites préférentiels de croissance cristalline. *Marbre à diopside-quartz, Sierras d'Atacena (Andalousie du Guadalquivir), Espagne méridionale.* Cette roche montre des cristaux de calcite et de quartz qui forment entre eux de nombreux points-triples. Nous sommes en présence d'une texture très proche de l'équilibre (minimisation maximale des énergies de surface des grains) et on remarque que les points-triples de la calcite (caractérisée ici par ses macles mécaniques polysynthétiques) sont fréquemment le lieu de la *nucléation* et de la croissance des cristaux de diopside trapus et à contours arrondis (autre forme d'équilibre dans la compétition des énergies interfaciales entre pyroxène et calcite). Ces cristaux se développent également à la hauteur des *bordures courbes* des grains de calcite dans des sites porteurs d'une énergie de surface ponctuellement importante. Noter que l'interface quartz-calcite est souvent concave côté calcite ce qui indique que γ_S du quartz est $>$ à γ_S de la calcite. (cf. p.11).

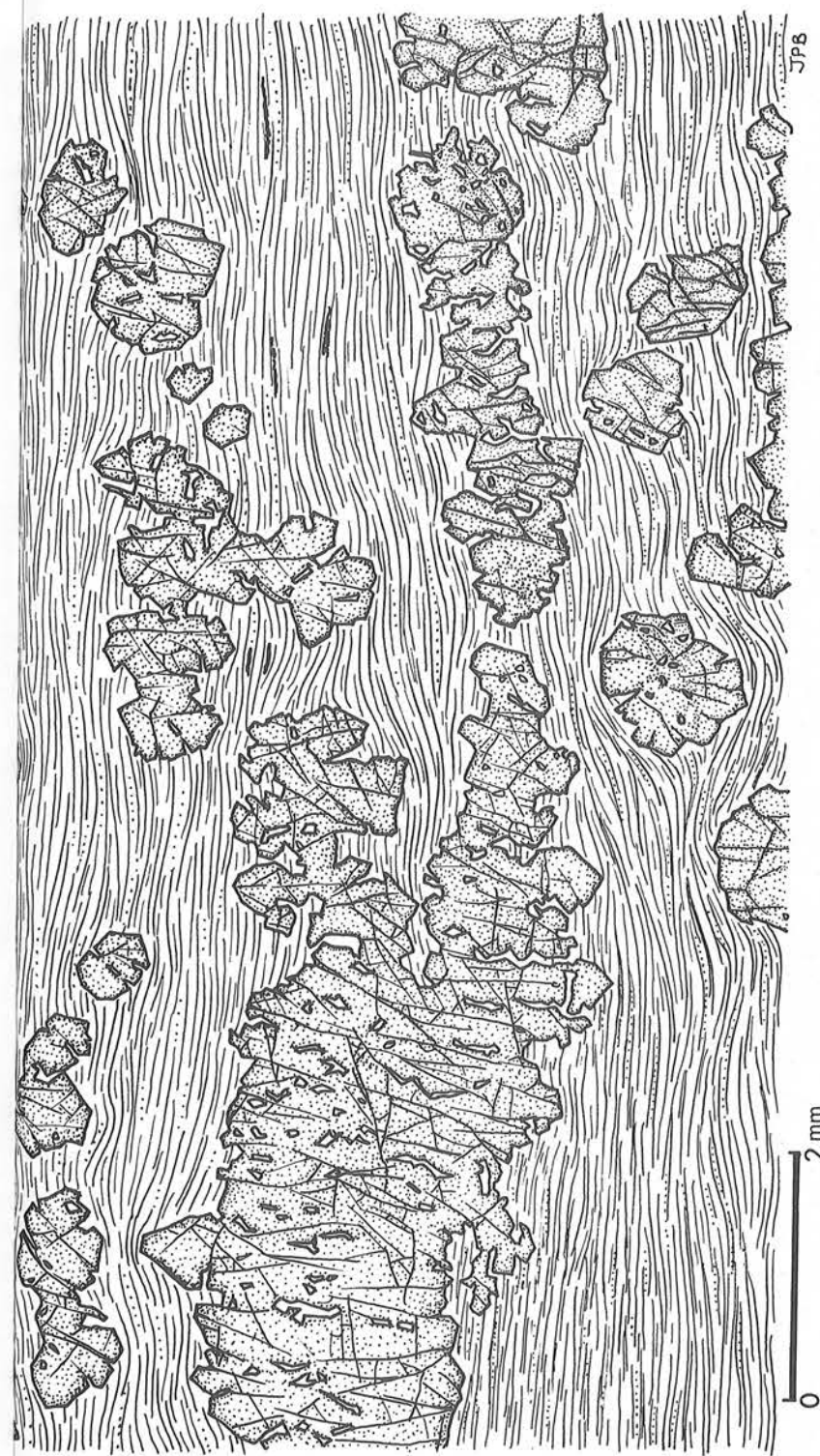


Fig. 2-52 : Texture à grenats "composites" et "framboïdes" ; croissance minérale par "ségrégation". *Micaschiste à grenat - biotite, "Nappe" de Champocéau, (Région de Nantes), France (col. Leyreloup-Lasnier).* Ce micaschiste est remarquable par l'habitue de ses grenats. Ces derniers se présentent sous l'aspect d'individus isolés *en atoll* ou sous celui de *ségrégations* allongées dans le plan de foliation S_0 . Le développement de ces ségrégations est le résultat de la coalescence de cristaux framboïdes primitivement sub-automorphes et/ou en atoll. On remarque que la croissance statique de ces grenats framboïdes (noter leurs inclusions graphiteuses) isolent des septas quartz-micacées qui ont souvent un aspect tabulaire sensiblement perpendiculaire à la schistosité de la matrice. Ces septas confèrent aux ségrégations les plus volumineuses l'aspect d'inclusions "hélicitiques" rectilignes que l'on pourrait assimiler à une schistosité interne S_1 perpendiculaire à S_0 . Il s'agit bien évidemment d'une *fausse* S_1 .

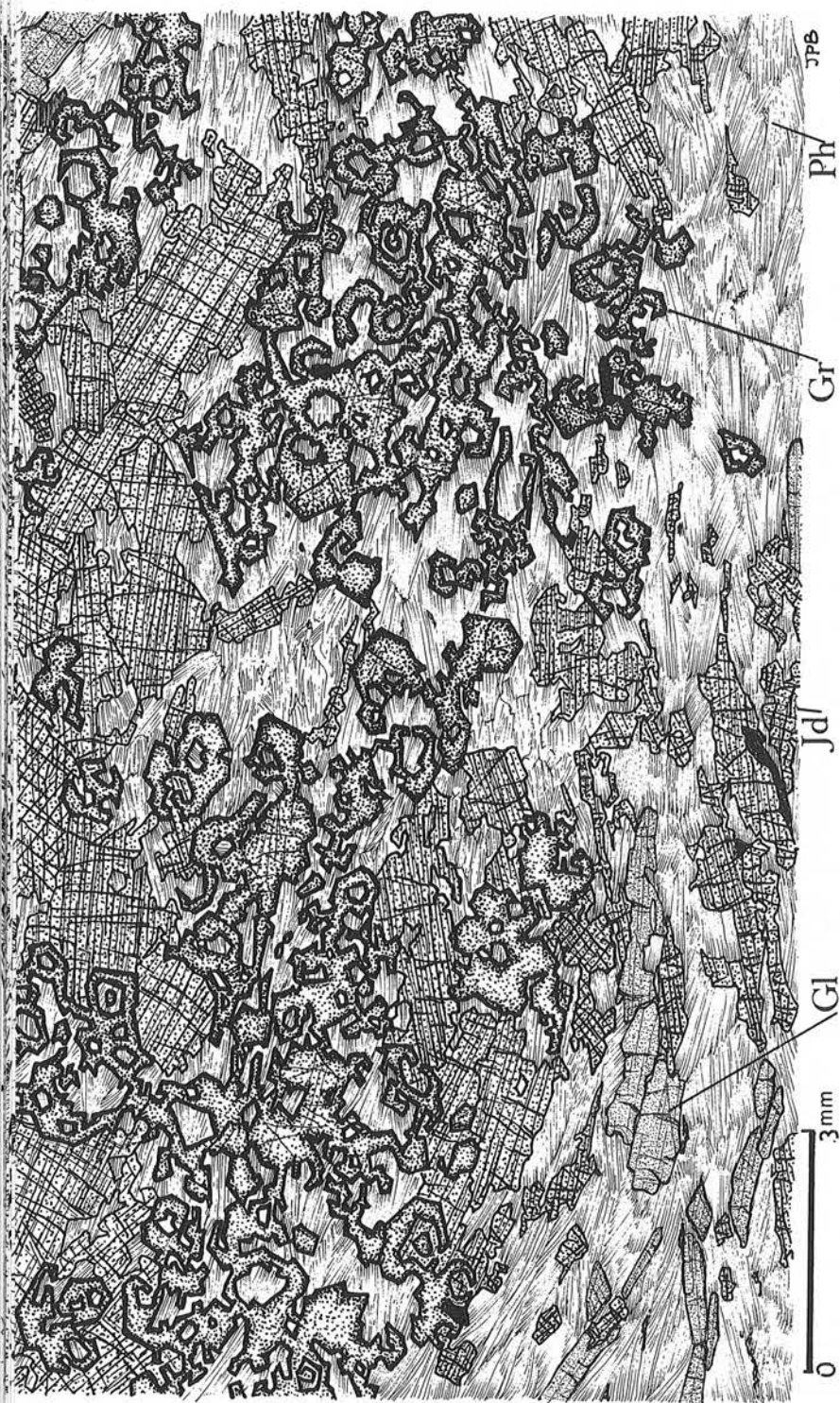


Fig. 2-53 : Texture en "nids d'abeilles" et grenat "en atoll". Glaucophanite à jadeite-grenat-phengite de la région de Comès (zone de Sezzia Lanzol), Alpes italiennes (col. R. Cabyl). Cette roche montre comment s'effectue la texture en nids d'abeille par coalescence de grenats en atoll. Il est difficile de pouvoir affirmer que cette texture soit le résultat (p. 70), d'une série de processus réactionnels de coronitisation d'une ancienne roche basique de composition gabbroïque. Les grenats "en atoll" et "trabéculaires" sont parfois bien isolés dans la matrice à jadeite-glaucophane-phengite (métamorphisme de haute pression) ce qui suggère qu'ils ont pu nucléer sur d'anciennes limites de grain et sur des points-triples (79). La coalescence de ces cristaux en atoll peut aboutir à la formation de grenats statiques volumineux et d'aspect extérieur automorphique.

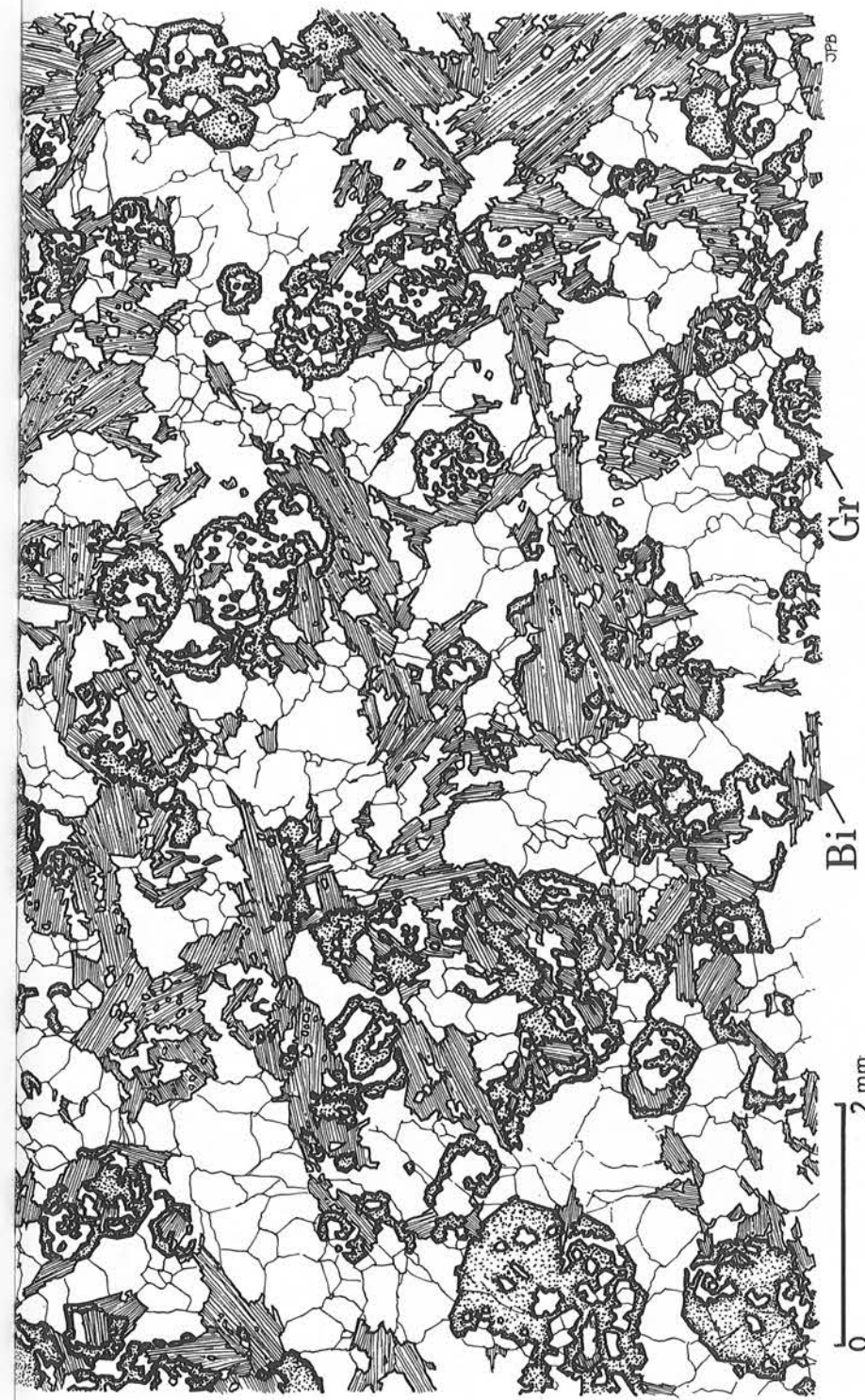


Fig. 2-54 : Texture à granoblastique à grenats "en atoll". "Quartzite" à biotite-grenat, Région de Coustorgues, Massif du Somail (Montagne Noire, France). Cette roche montre des îlots de grenats "en atoll" partiellement ou totalement remplacés par des biotites chloritisées équantes. Les cristaux creux de grenat en atoll ont une bordure à tendance automorphique; ils se sont développés aux limites de grain des cristaux de quartz avec lesquels ils forment fréquemment des jonctions triples. Les poeciloblastes de biotite sont postérieurs aux grenats qui paraissent de ce fait instables lorsque les phyllosilicates se sont développés dans la roche.

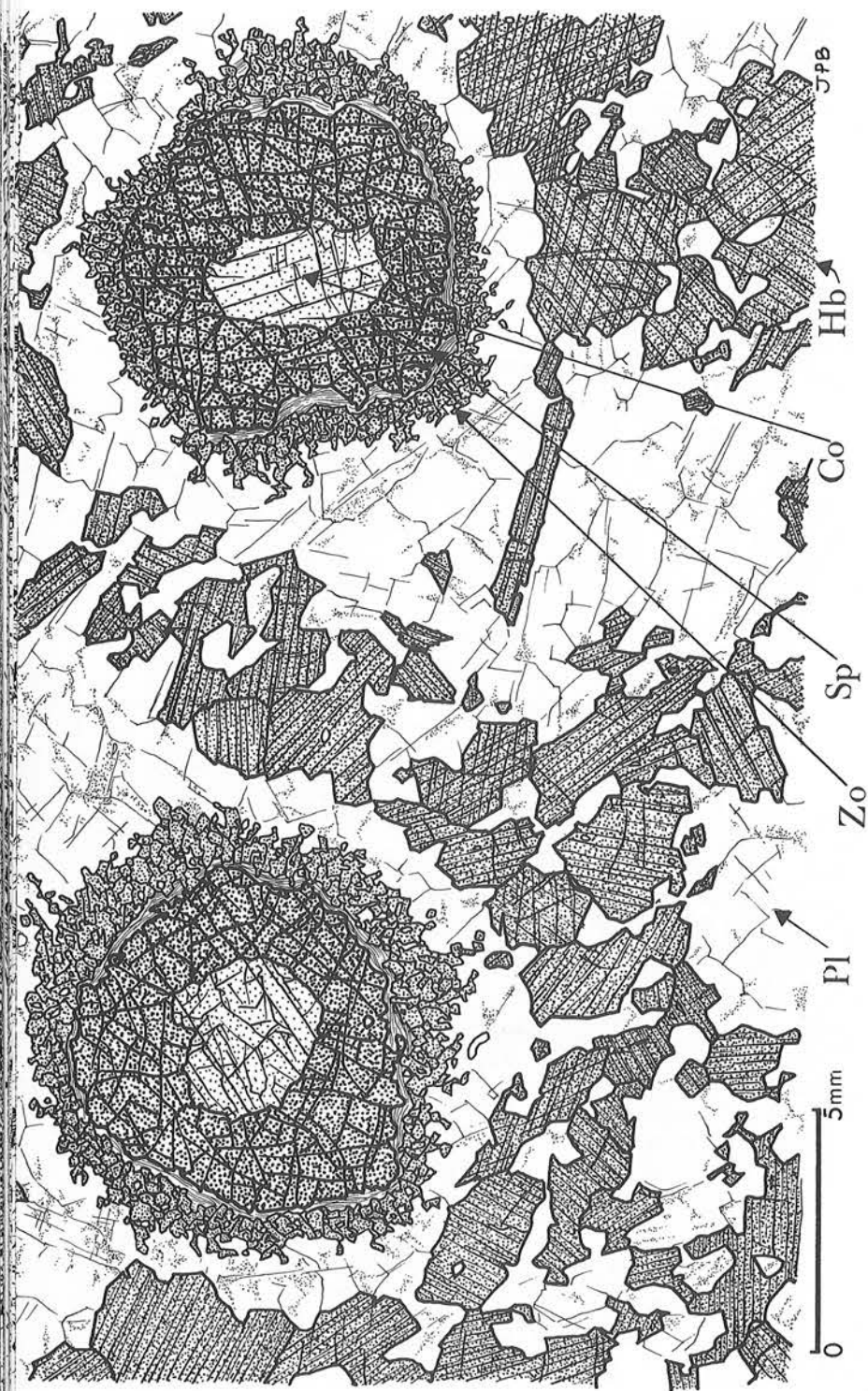


Fig. 2-55 : Texture réactionnelle coronitique. Amphibolite à corindon, Hoggar central (Algérie) (col. Bertrand). On observe ici une figure réactionnelle coronitique qui fait intervenir cinq phases principales : du corindon, un spinelle brun foncé, une clinozoïsite, une amphibole vert-pâle et des plagioclases andésiniques. Le corindon rélictuel n'est jamais en contact direct avec le plagioclase ; il est séparé de cette phase par une couronne composite qui peut correspondre au jeu simultané, ou séparé dans le temps, de deux réactions rétro-métamorphiques : $\bullet$ corindon + plagioclase + $H_2O \pm$ spinelle + amphibole vert-pâle (gédrite ?) ; $\circ$ spinelle + plagioclase $\pm$ zoïsite. On remarquera que les hornblendes matricielles sont en équilibre textural avec le plagioclase.

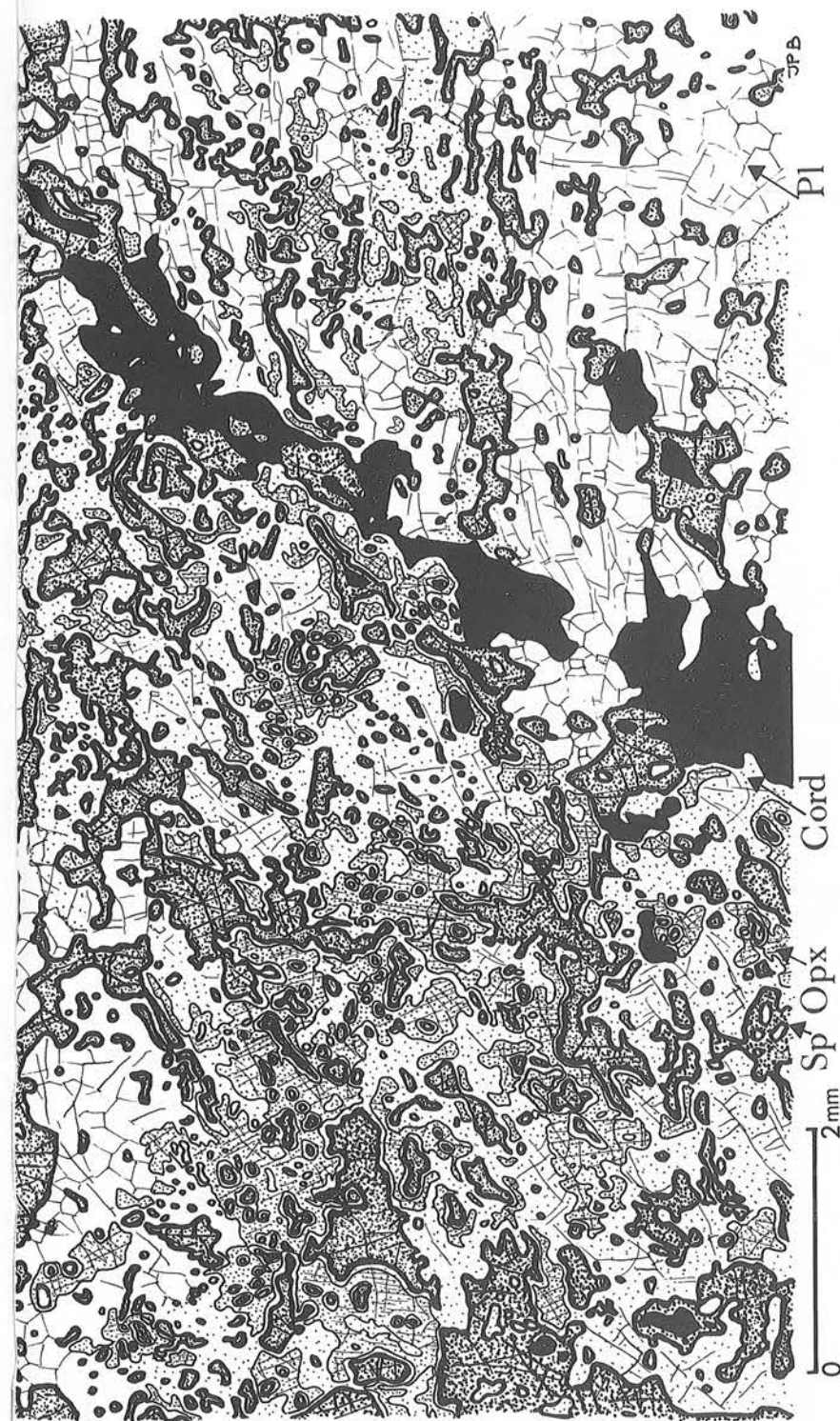


Fig. 2-56 : Texture réactionnelle symplectitique. Gneiss à spinelle-cordierite-hypersthène de la région de Egersund, Norvège méridionale. Cette texture est remarquable par l'habitus de ses minéraux qui se présentent sous l'aspect de vermicules typiques des symplectites (p. 44). On observe ici une réaction à l'état solide qui intègre quatre phases principales : un minéral opaque (magnétite ?), un spinelle vert (pléonaste), de l'hypersthène et de la cordierite. On remarque que l'orthopyroxène n'est jamais en contact direct (équilibre "en mosaïque") avec le spinelle et/ou le minéral opaque et qu'il y a toujours une frange symantétique (p. 77) de cordierite ferrifère entre ces minéraux. Cette disposition suggère que nous sommes en présence d'un processus réactionnel du type : magnétite + spinelle + hypersthène $\pm$ Fe-cordierite. Cette texture symplectitique ressemble tout à fait aux textures "d'eutectoïdes" réalisées en métallurgie (cf. Fig. 28, p. 62).

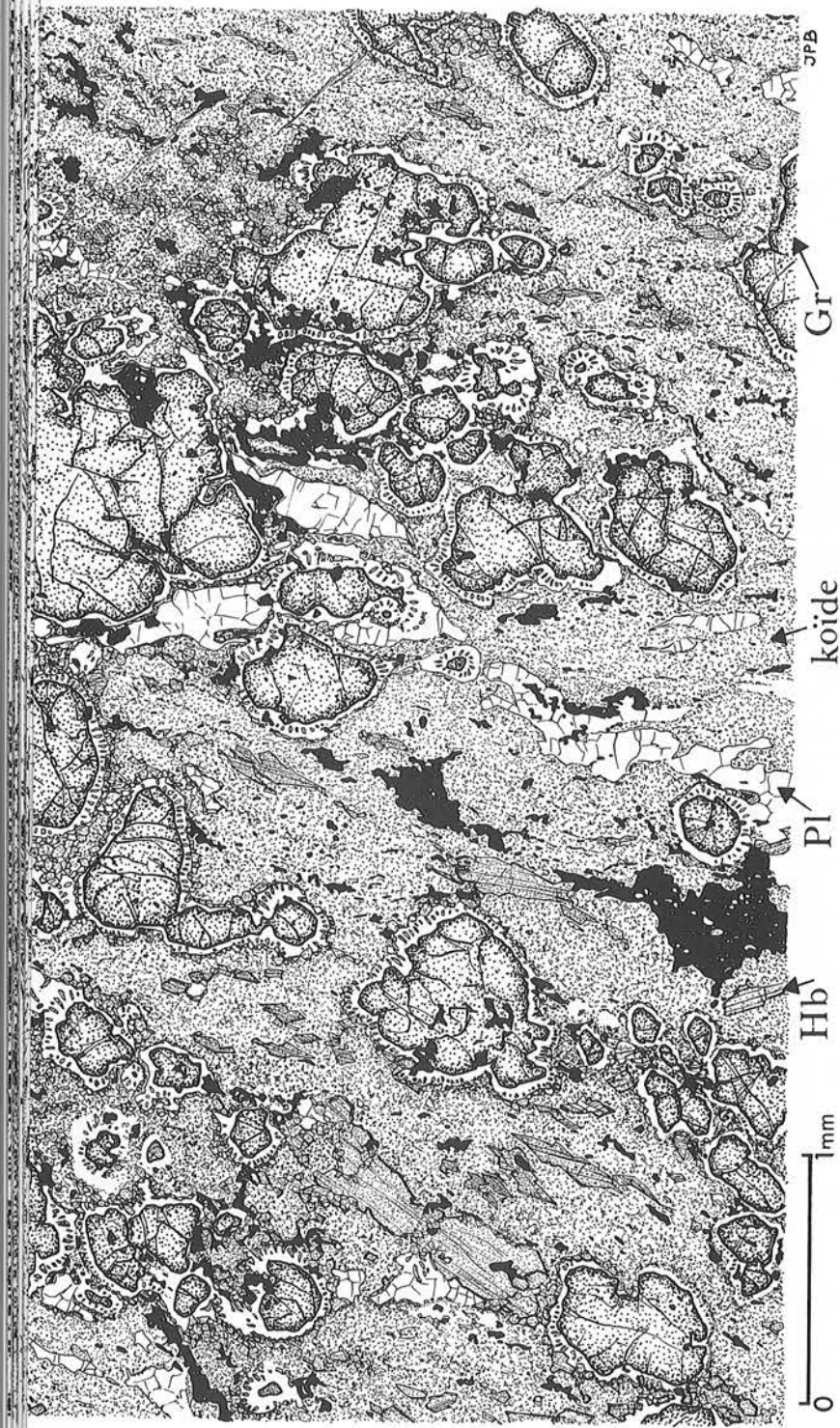


Fig. 2-57 : Texture réactionnelle kélyphitique. *Eclogite amphibolitisée*, Massif du Tannou (Mauves), France (Col. G. Crevoila). Cette roche est une roche basique orthodérivée qui a subi deux événements métamorphiques principaux : ● un métamorphisme de haute pression et de moyenne température qui est à l'origine d'une association éclogitique probable à grenat + rutile ● un métamorphisme de pression moyenne au cours duquel se développe une microtexture coronitique autour des grenats qui se fragmentent d'une *symplectite* de plagioclase + hornblende (auréole "kélyphitique"). Un *kelyphitoïde* matriciel hérité (koïde) est représenté par une association vermiculée à grains très fins de hornblende, de plagioclase et d'ilménite. Cette association est probablement le résultat d'une évolution complexe qui a pu débuter par la démixion de plagioclase + clinopyroxène à partir d'un pyroxène sodique de haute-pression (omphacite). On observe des petites septas de plagioclase issues de ces processus réactionnels.

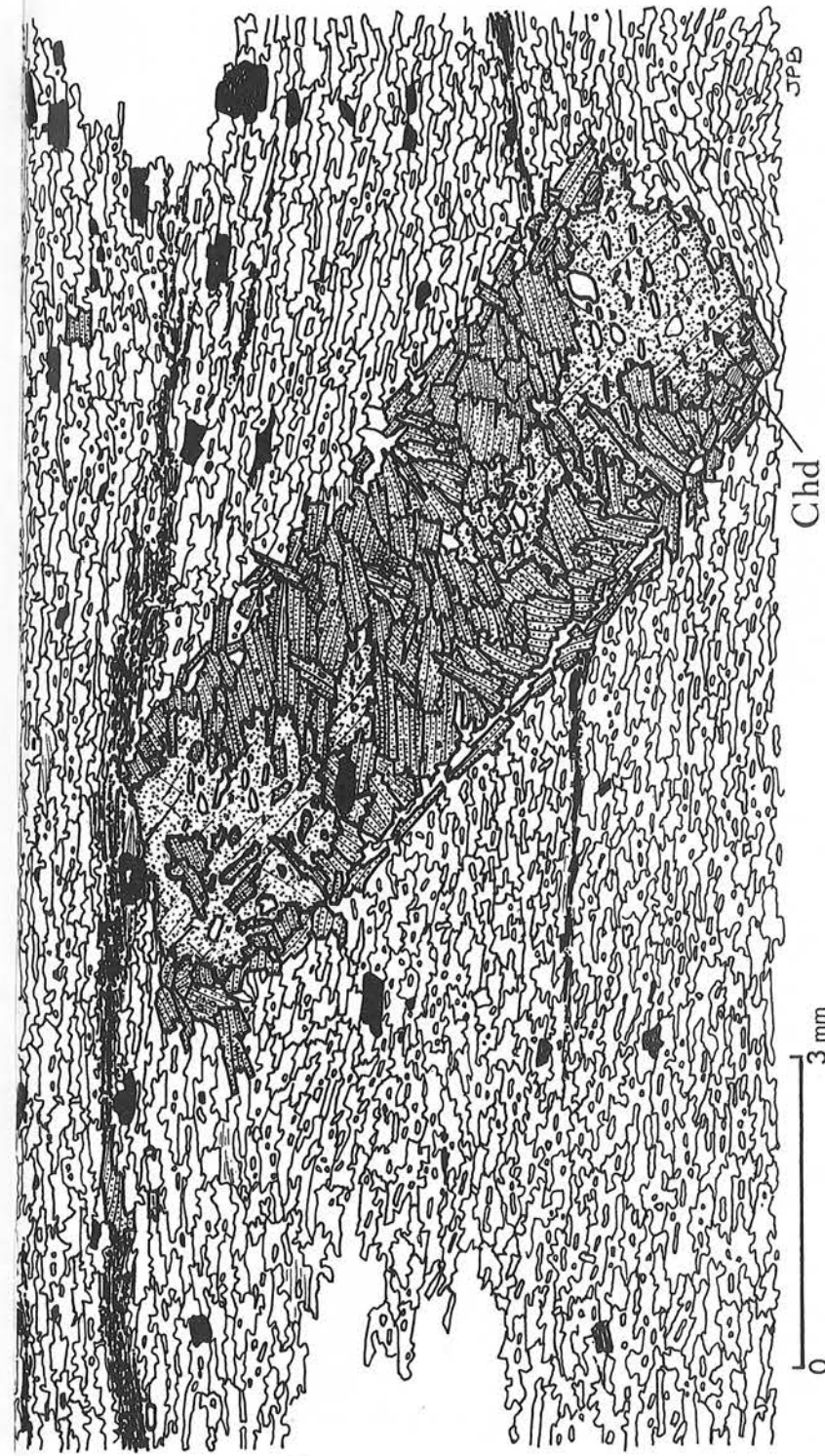


Fig. 2-58 : Texture réactionnelle par pseudomorphose. *Micaschiste à chloritoïde-biotite*, Galice, Espagne (col. Ph. Matet). Cette roche montre un ancien phénoblaste de chloritoïde presque totalement pseudomorphosé par un agrégat polycristallin de biotite et de muscovite mimétique du minéral *protogène*. On remarque que les lamelles statiques de biotite ne se sont pas développées aux extrémités du chloritoïde rélictuel ; cette disposition pourrait être liée au fait que l'ancien chloritoïde pouvant être muni d'un pseudo-mâcle "en sablier" et que sa composition était sensiblement différente dans les divers secteurs de cette "mâcle". Au point de vue des relations cristallisation-déformation on voit que le blaste *protogène* de chloritoïde était soit statique sur la schistosité de la roche (bien marquée par les grains opaques (graphite)), soit syn-S₁ (noter la forme arquée de S₁). La croissance du chloritoïde a été suivie par le développement statique des biotites émanant de S₁.

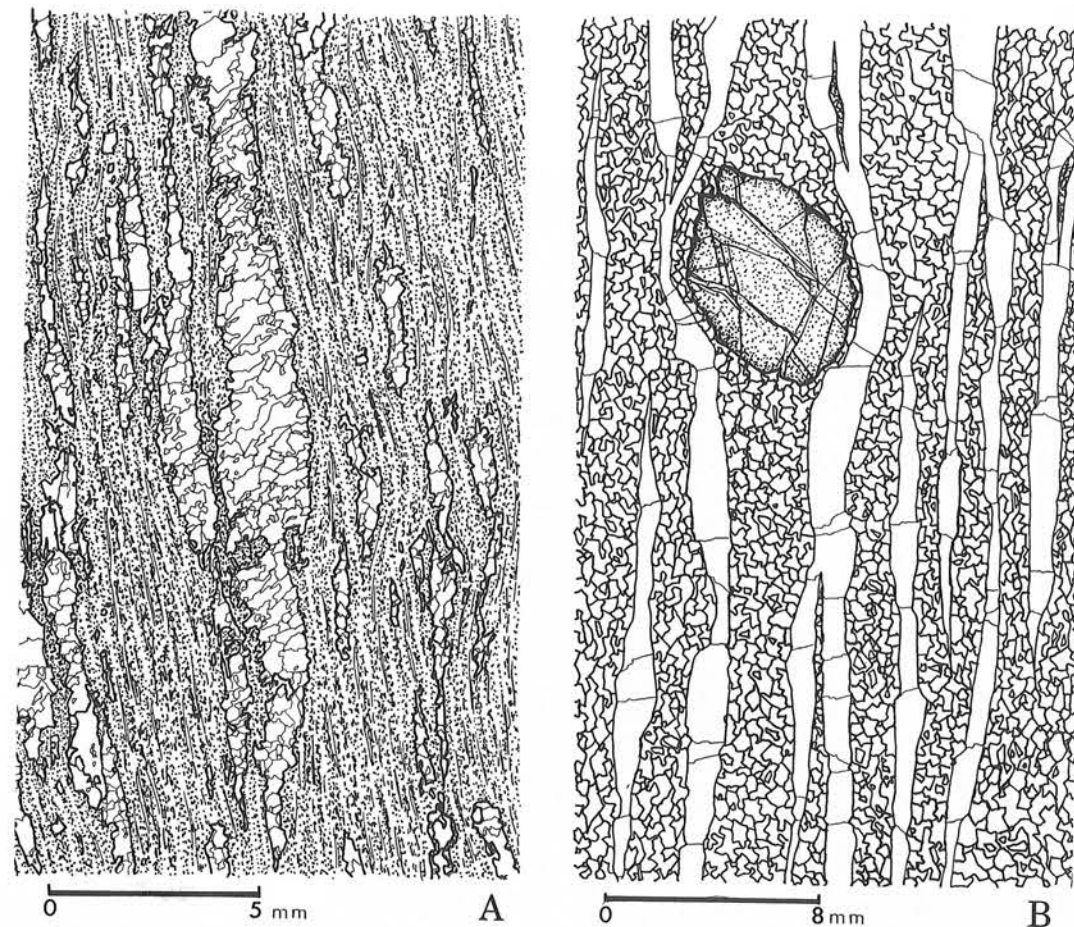


Fig.2-59:Textures des "quartz en ruban" dans les mylonites

Fig.A:Granite cisailé du Golo (Corse, France).

Cette roche provient de la partie la plus déformée(déformation plastique) d'un granite porphyroïde affecté de surfaces de cisaillement ductile("shear zones").La texture magmatique a disparu au profit d'une foliation et d'un litage tectoniques dans lesquels les constituants primaires du granite sont fortement étirés, aplatis et partiellement recrystallisés de façon syntectonique.Les cristaux de quartz protérogènes,nourris par des transferts de silice, donnent ici des rubans polycristallins dans lesquels on observe une mosaïque de cristaux denticulés de grains de quartz.En lumière polarisée on voit que ces grains ont une orientation optique préférentielle(ce que confirme l'étude des axes C du quartz à la platine universelle et le report de ces axes dans un diagramme de Wulf).Cette orientation est attribuée à des glissements intracristallins liés aux mouvements des dislocations(cf.p.51) lors d'une déformation plastique intense.Les axes C du quartz déterminent une linéation d'allongement proche de la direction de transport de la matière (linéation de type "a");cette linéation est à peu près contenue dans le plan de foliation.

Fig.B:Leptynite à grenat, Sainte-Marie-aux-Mines (Vosges, France).

Cette roche est une granulite acide présentant de longs rubans polycristallins de quartz de type "Plattenquartz".Les cristaux de quartz forment une couche de grains sub-rectangulaires sans orientation optique nette qui ont recrystallisé en climat statique(recrystallisation secondaire par "recuit") sous des températures de l'ordre de 400-600°C. Les "Plattenquartz" ne sont pas cantonnés aux seules roches du faciès granulite car il s'agit de rubans que l'on rencontre dans des tectonites "profondes" qui n'ont pas nécessairement subies les conditions de ce faciès minéralogique.



Fig. 2-60 : Texture porphyroclastique "incipiente" (native). Webstérite de la région de Lherz (Pyrénées, France). Cette roche ultramylonite montre une texture magmatique à gros grains équants de pyroxène. Certains cristaux présentent des bandes de cisaillement le long desquelles les pyroxènes se morcellent en petits sous-grains jointifs. Il est probable qu'une accentuation des mécanismes et des conditions de la déformation de cette roche se serait traduite par l'individualisation des porphyroclastes résiduels de pyroxène noyés dans une matrice rubanée constituée d'une mosaïque de petits pyroxènes n'ayant pas d'orientation optique particulière.

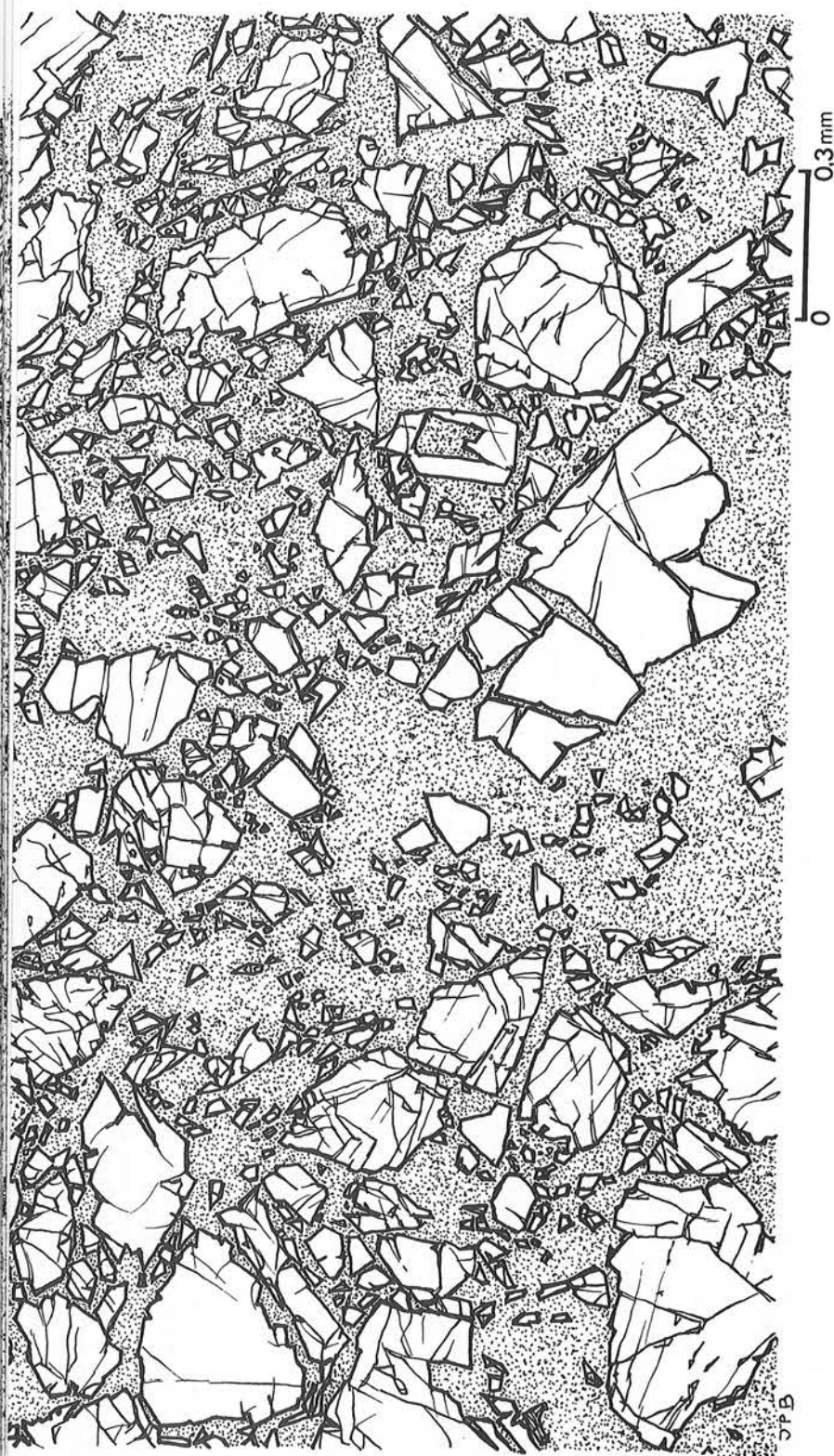


Fig. 2-61 : Texture cataclastique. Dunite lunaire à gros grain, Echantillon N° 72415-25, d'après photo N°S-79-272891 Collection de la N.A.S.A.). Cette roche ultrabasique lunaire (probablement d'un cumulat ultramafique) est formée par des cristaux anguleux de taille très variable d'olivine (plus de 95 % de la composition modale de la roche) et, accessoirement, par des cristaux fragmentés de plagioclase, de pyroxène et de minéraux opaques. Tous ces minéraux paraissent inclus dans une matrice microclastique non-cohérente(?). Le processus de cataclase qui est à l'origine de l'éclatement des constituants de cette dunite est lié à un bombardement météoritique sur la surface lunaire (cataclase d'impact). Cette texture ressemble tout à fait aux roches cataclastiques que l'on observe dans les zones broyées (failles) terrestres. A la différence des mylonites on n'observe pas ici de foliation ni de rubanement tectoniques.



Fig. 2-62 : Texture mylonitique de type "Augengneiss". Orthogneiss mylonitique ocellé de la région de Murat (Montagne Noire, France). Texture mylonitique ocellée très caractéristique réalisée dans un métagranite porphyroïde sous les conditions du faciès amphibolite. La roche montre des yeux mono-ou polycristallins de feldspaths potassiques plus ou moins microclinisés et riches en perthites de remplacement. Ces yeux sont d'anciens phénocristaux ; ils englobent localement des cristaux de quartz et de biotite et sont moulés par une matrice felsitique quartzo-feldspathique + sériceuse. Des veinules intrafoliaires microplissotées accentuent le caractère anisotrope de la mylonite. Les neocristallisations synchroniques des constituants cryptocristallins de la matrice tendraient à placer cette tectonite dans les blastomylonites mais la proportion relative des phénoclastes est encore trop importante.

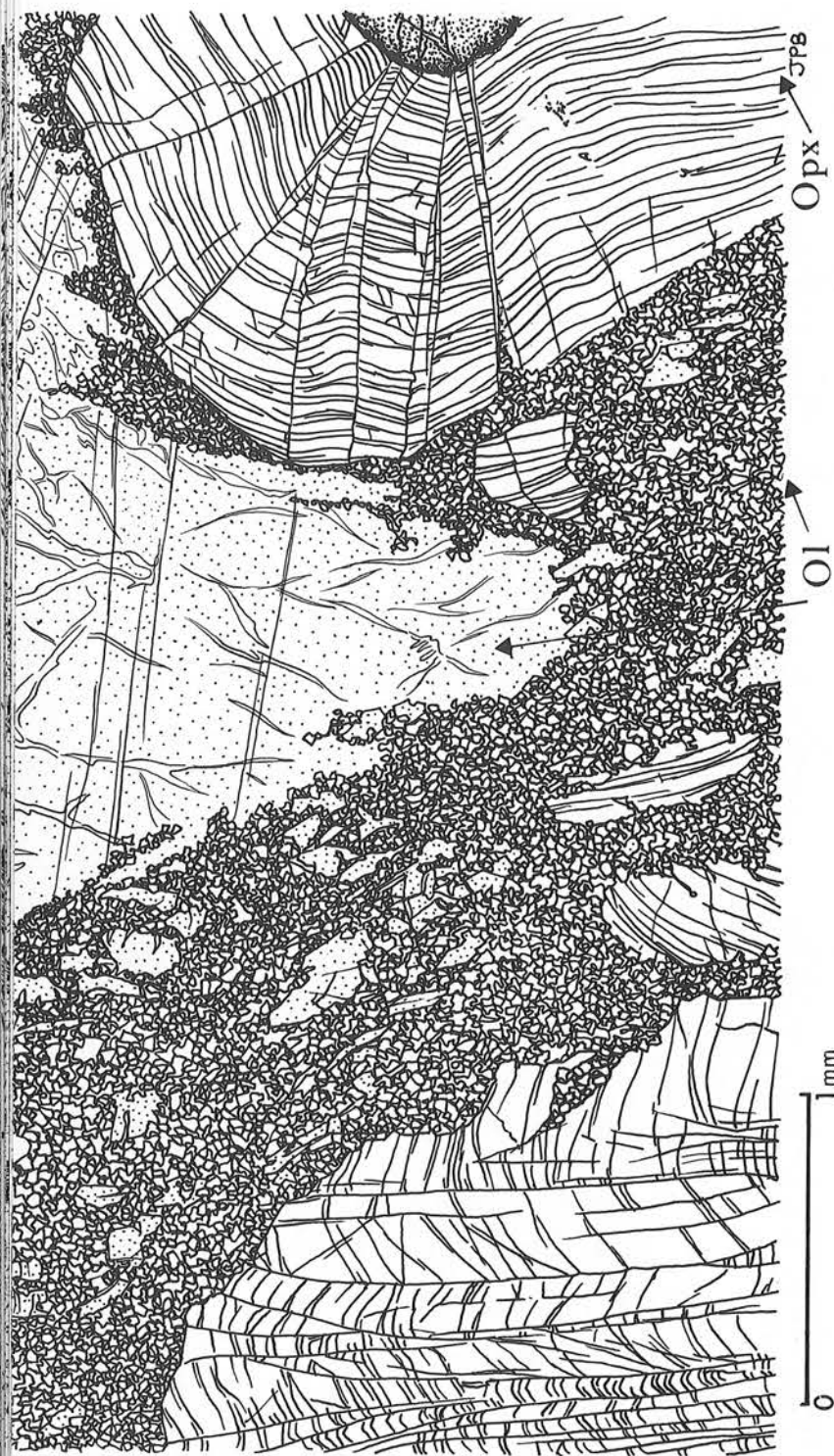


Fig. 2-63 : Tectonite à texture en mosaïque. Lherzolite à grenat en enclave dans les cheminées kimberlites du Groupe de Kimberley (Mines De Beers), Afrique du Sud (col. A-M. Boullier). La roche montre des porphyroclastes résiduels d'olivine serpentinisée (début de texture maillée), d'orthopyroxène et de grenat inclus dans une matrice de petits cristaux sub-équigrulaires synchroniques d'olivine polygonisée. Cette texture permet de mettre l'accent sur le rôle fondamental de l'olivine dans la déformation plastique des roches d'origine mantellique car ce minéral se déforme plus vite que les autres constitutants des ultrabasites. Cette lame mince montre en outre des porphyroclastes d'orthopyroxène dont les clivages sont "kinés" ; ces minéraux tendent à se déformer de façon plastique en donnant des sous-grains limités par des sous-joints rectilignes parfois disposés en éventail. A l'échelle mésooscopique cette tectonite présente une foliation essentiellement déterminée par l'allongement des porphyroclastes d'Opx.

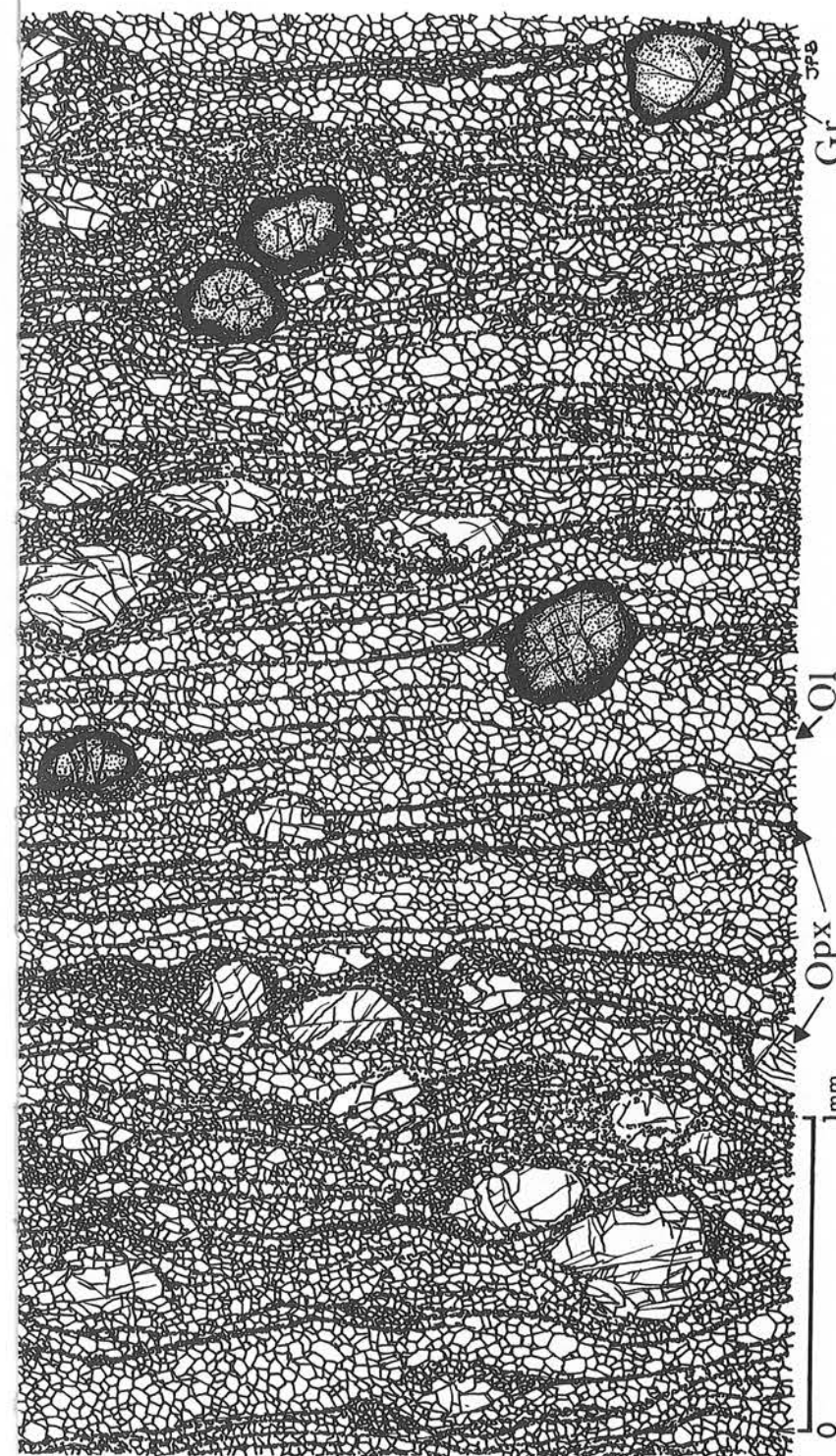


Fig. 2-64 : Texture mylonitique en mosaïque fluidale. Lherzolite à grenat en enclave dans un pipe kimberlitique du groupe de Kimberley (Jagersfontein), Afrique du Sud (col. A-M. Boullier). Cette roche montre des porphyroclastes de pyroxène et de grenat (plus ou moins kelyphitisés sur leur bordure) réorientés dans une matrice de petits cristaux en mosaïque d'olivine (cf. Fig. 2-4). On distingue nettement des rubans étroits et très allongés de petits cristaux d'environ 10 microns d'orthopyroxène qui dessinent une foliation dans laquelle pivotent des porphyroclastes de pyroxène et de grenat. Ces petits grains n'ont pas d'orientation préférentielle (ce qui n'est pas le cas des porphyroclastes et des grains de la mosaïque d'olivine matricielle) et les lits dans lesquels ils se concentrent se prolongent parfois dans la matrice sous l'aspect de fractures. On estime que ces lits et ces fuseaux pyroxéniques ont joué comme des "lits lubrifiants" lors de la déformation superplastique, mais probablement polyphasée, de cette lherzolite.

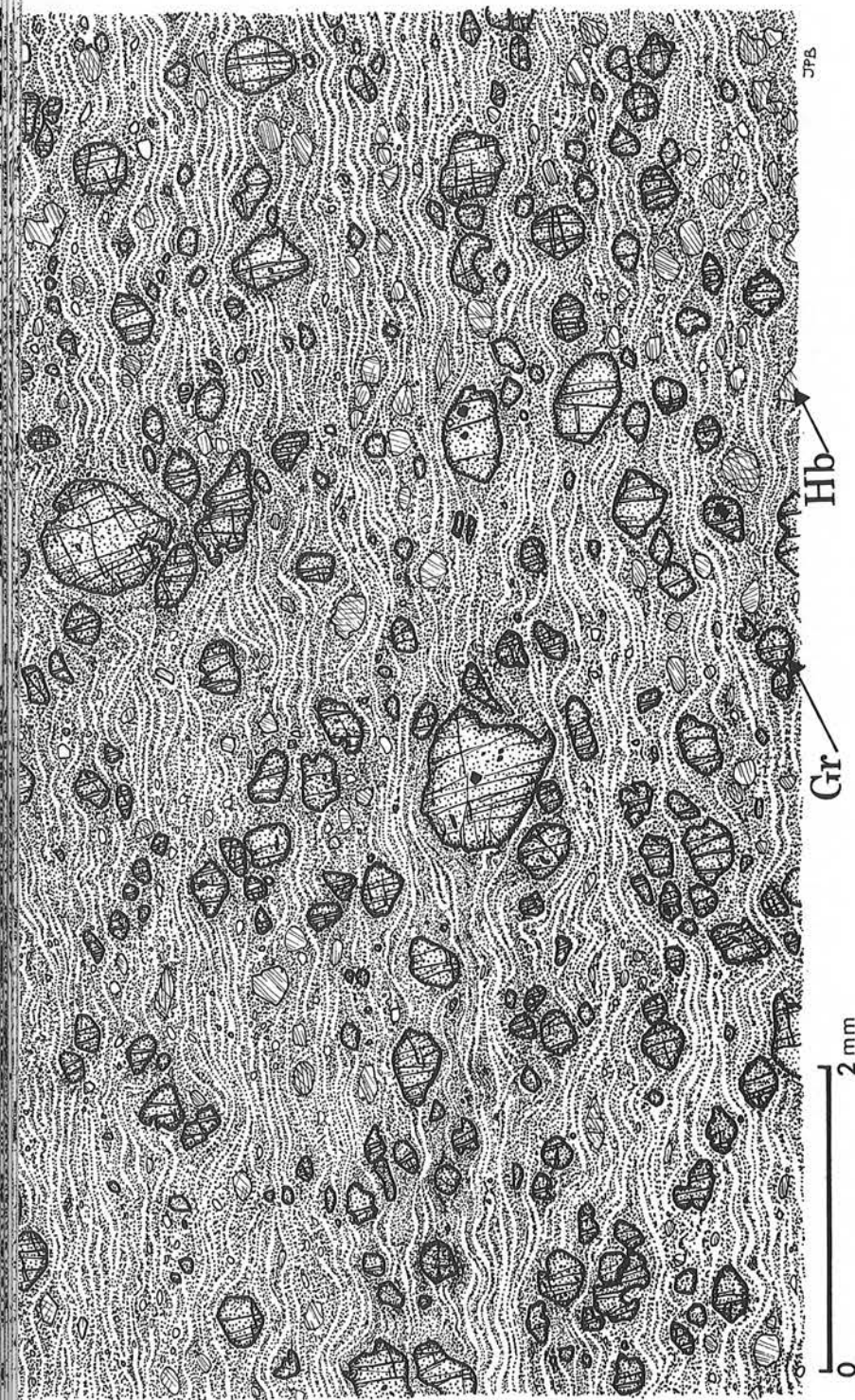
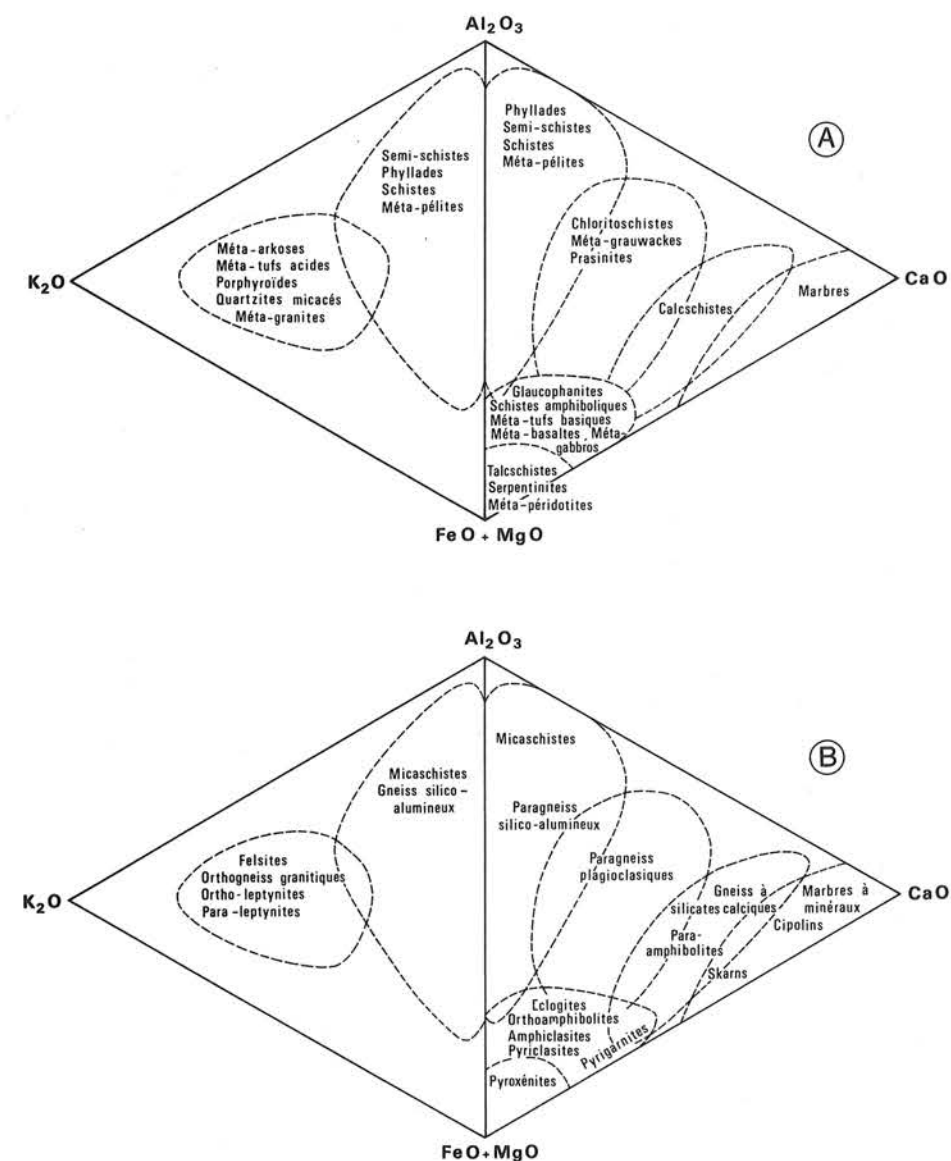
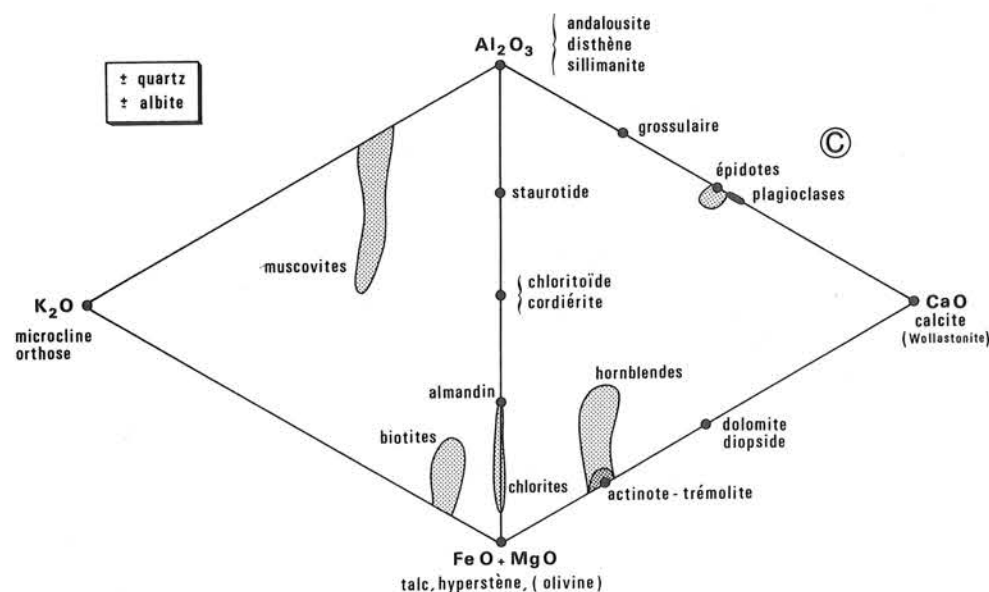


Fig. 2-65 : Texture blastomylonitique. Amphibolite blastomylonitique à grenat de la région de Braganca, Nord du Portugal. Cette mylonite fortement foliée et rubanée montre des porphyroclastes de hornblende et de grenat moulés par une matrice fluidale microplissotée. Celle-ci est constituée par des lits de petits grains de hornblende et de quartz et des lits de quartz-plagioclase. Ces microcristaux ont recristallisé pendant et après une période de déformation très intense et rapide au cours de laquelle les conditions d'un *fluage plastique* ont été réalisées. Les clastes de hornblende sont granulés sur leur bordure et passent insensiblement aux microcristaux de hornblende de la matrice ; ces derniers sont probablement issus de la dispersion d'une infinité de sous-grains d'amphibole (conditions mécaniques super-plastiques ?) qui ont recristallisé pendant et après la mylonitisation. Les grenats, moins ductiles, tournent dans la foliation en se cataclasant.

Classification pétrochimique des Roches Métamorphiques



Tab.VII : Classification des principales roches métamorphiques en fonction de leurs principaux constituants chimiques: A: roches peu métamorphiques; B: roches moyennement à très métamorphiques; C: principaux minéraux observables.



Tab.VII : Suite

Références citées

- (1) VOLNER, M.-WEBER, A. (1926): Z. Phys. Chem., 119, p. 277.
- (2) BECKER, R.-DORING, W. (1935): Ann. Phys., 24, p. 719.
- (3) HIRTH, J.P.-POUND, G.M. (1963): in "Condensation and Evaporation, Nucleation and Growth Kinetics", Pergamon Press, Oxford.
- (4) SPRY, A. (1969): "Metamorphic Textures"; Pergamon Press, Oxford.
- (5) REED-HILL, R.E. (1964): "Physical Metallurgy Principles"; Van Nostrand Reinhold Comp., New-York.
- (6) RAST, N. (1965): in "Controls of Metamorphism", Pitcher and Flinn Ed., Oliver Boyds, Edinburg.
- (7) ELWEEL, D.-SCHEEL, A.J. (1975): "Crystal Growth from High Temperature Solutions"; Acad. Press. London.
- (8) JACKSON, K.A. (1958): "Liquid Metals and Solidification"; Am. Soc. Min., Cleveland.
- (9) WEEKS, J.D.-GILMER, G.H.-JACKSON, K.A. (1976): Jour. Chem. Phys., 65, 2, p. 712.
- (10) FRANCK, F.C. (1958): in "Growth and Perfection of Crystals", Doremus-Roberts-Turnbull Ed., J. Wiley, New-York.
- (11) BARONNET, A. (1973): J. Cryst. Growth, 19, p. 193.
- (12) NERNST, W. (1963): Z. Phys. Chem., 47, p. 52.
- (13) CHERNOV, A.A. (1963): Sov. Phys. Cryst., 8, p. 63.
- (14) LEFEVER, R.A.-CHASE, A.B. (1962): J. Am. Ceram. Soc. 45, p. 32.
- (15) KERN, R.-WEISBROD, A. (1964): "Thermodynamique de base pour minéralogistes, pétrographes et géologues"; Masson Ed., Paris.
- (16) MUELLER, R.F.-SAXENA, S.K. (1977): "Chemical Petrology"; Springer Verlag, Berlin.
- (17) TOMLISON, J.W. (1953): in "Physical Chemistry of Melts"; Inst. Mining and Metallurgy, London.
- (18) LAFFITE, P. (1957): "Introduction à l'étude des roches métamorphiques et des gites métallifères"; Masson Ed., Paris.
- (19) BOWEN, N.L. (1913): Am. J. Sci., 35, p. 577.
- (20) VANCE, J.A. (1962): Am. J. Sci., 260, p. 746.
- (21) HARLOFF, C. (1927): Leid. Geol. Meded., 2, p. 99.
- (22) BOTTINGA, Y.-KUDO, A.-WEILL, D. (1966): Am. Min., 51, p. 792.
- (23) HOLLISTER, L.S. (1966): Ph. D. dissertation, Cal. Inst. Technology.
- (24) ALBAREDE, F.-BOTTINGA, Y. (1972): Geoch. Cosm. Acta, 36, p. 141.
- (25) RAMBERG, H. (1952): "Origin of Igneous and Metamorphic Rocks"; Un. Chicago Press.
- (26) FYFE, W.S.-TURNER, F.J.-VERHOOGEN, J. (1958): "Metamorphic Reactions and Metamorphic Facies"; Geol. Soc. Am., Mem. 73.
- (27) RIECKE, E. (1895): An. Phys., 54, p. 731.
- (28) SORBY, H.C. (1863): Neues Jahrb. Mineral., 35, p. 39.
- (29) ELIOTT, D. (1973): Geol. Soc. Am. Bull., 84, p. 2645.
- (30) DURNY, D.W. (1976): Phil. Trans. Roy. Soc. London, 283, 1312, p. 229.
- (31) FYFE, S.W. (1976): ibid, p. 221.
- (32) ELIOTT, D. (1973): Geol. Soc. Am. Bull., 84, p. 2645.
- (33) KENNEDY, G.C. (1950): Econ. Geol., 45, p. 639.
- (34) STERN, C.R.-WYLLIE, P.J. (1973): Earth Plan. Sc. Lett., 18, p. 163.
- (35) FENNER, C.N. (1926): J. Geol., 34, p. 673.
- (36) HARKER, A. (1939): "Metamorphism", Methuen Ed., London.
- (37) MISCH, P.-HAZZARD, J.C. (1962): Bull. Am. Ass. Petrol. Geol., 46, 3, p. 829.
- (38) SCHUILING, R.D.-WENSINK, H. (1962): Neues Jahrb. Mineral., Geol., Pal., 247, p.
- (39) BECKE, F. (1913): Ksehr. Akad. Wiss., Wien, 78, p. 1.
- (40) KRETZ, R. (1966): J. Petrol., 7, p. 68.
- (41) KRETZ, R. (1966): J. Geol., 74, p. 147.
- (42) MEHNERT, K.R. (1968): "Migmatites and the origin of granitic rocks"; Elsevier Pub. Comp., Amsterdam.
- (43) FRASL, G. (1954): Jahrb. Geol. Bundesl. Wien, 47, p. 71.
- (44) ORVILLE, P.M. (1962): Norsk. Geol. Tidsskr., 42, p. 354.
- (45) ALLING, A.L. (1938): J. Geol., 46, p. 142.

because this would be the lowest energy state. Under natural conditions, however, diffusion is so slow, and the differences of surface energy of crystals are so small that after they reach half a centimeter or so in size this process comes to an end. There are other factors, however, that can contribute to very large crystals. Rocks with exceptionally large crystals, broadly referred to as *pegmatites*, owe their coarse-grained textures to crystallization in the presence of a fluid phase, usually one rich in water. The fluid facilitates the transfer of components to the growing crystals, either by flowing over them or by providing a medium in which diffusion is greatly accelerated over what it normally is in volatile-poor silicate melts. Other components, such as fluorine or chlorine, may have a similar effect.

■ Textures of Igneous Rocks

Many of the factors governing the nucleation and growth of crystals described in the preceding section are reflected in the textures of volcanic and plutonic rocks. The principal effects fall into several general categories.

- a. *High rates of cooling and supersaturation* (Fig. 4-20) tend to cause rapid growth of slender crystals that are greatly elongated in one crystallographic direction. The crystals may radiate from a common center or form curved and branching clusters of tiny microlites. Because the edges and corners of crystals can draw on larger volumes of adjacent liquid than can planar faces, they grow more rapidly and produce crystals with hollow cores and "swallow-tail" longitudinal sections.
- b. *Differing rates of nucleation and growth* (Fig. 4-21) can cause one mineral to form large numbers of small crystals while another forms larger crystals growing on a smaller number of nuclei. If one of the minerals crystallizes earlier or faster than the others, it may form large *phenocrysts* that give the rock a *porphyritic* texture. If most crystals nucleate and grow at the same rates, however, they tend to develop *intergranular* textures, in which grains of pyroxene, olivine, and oxide minerals lie between laths of plagioclase. If, as often happens in slowly cooled basalts, pyroxene forms few nuclei but larger individual grains, it may partly encase the laths of plagioclase and form what is referred to as *ophitic* textures. In extreme cases, one of the minerals may grow from a small number of nuclei and completely enclose many other crystals of smaller size to form what is called *poikilitic* texture.

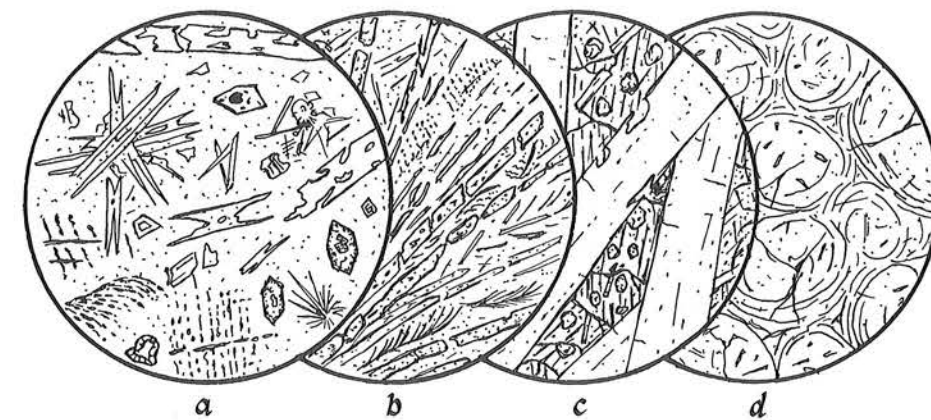


Figure 4-20 Textures produced by rapid cooling and high supersaturation. (a) Crystals in rapidly quenched basaltic lavas are commonly very elongated and may have hollow cores. Small microlites form curved and branching clusters. (b) *Spinifex* textures in ultramafic lavas are characterized by long, slender needles of olivine or pyroxene. In this case, elongation may result from the very low viscosity and high diffusivity of the liquid. (c) Similar textures are produced by elongated plagioclase or olivine crystals in gabbros, which may have had high water contents that facilitated diffusion. The texture illustrated here is that of the "perpendicular feldspar rock" of the Skaergaard intrusion, but similar textures are found in some olivine-rich gabbros, such as the *harrisitic* rocks of Rhum, Scotland. (d) Quenched siliceous liquids rarely nucleate large crystals but may have small microlites. The *perlitic* texture common to many rhyolites erupted in a wet environment probably forms as a result of hydration, expansion, and cracking of glass after it cooled.

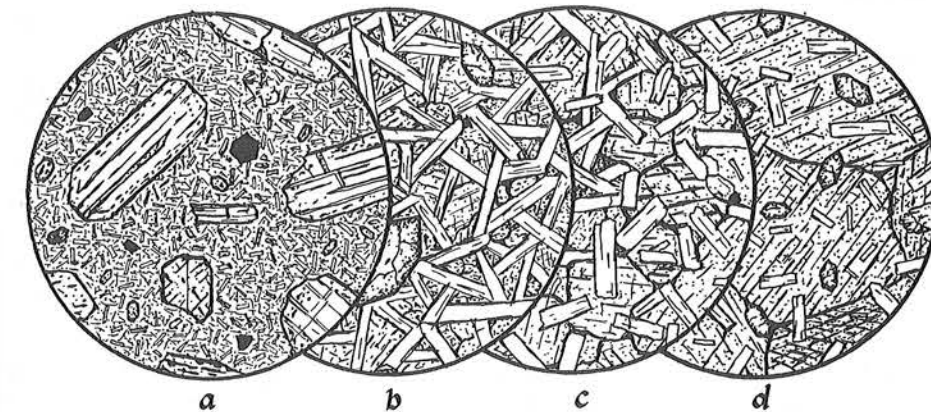


Figure 4-21 Textures illustrating differing rates of nucleation and growth. (a) Phenocrysts formed during an early period of crystallization, usually before eruption, give rocks a *porphyritic* texture. (b) If the principal groundmass minerals grow from many nuclei and at similar rates, the mafic minerals tend to occupy the spaces between plagioclase laths and give the rock an *intergranular* texture. (c) If pyroxene grows from a smaller number of nuclei and partly encase the plagioclase crystals, as it does in many dolerites, the texture is said to be *ophitic*. (d) *Poikilitic* textures represent an extreme case in which large crystals grow through extensive parts of the rock and completely enclose smaller grains.

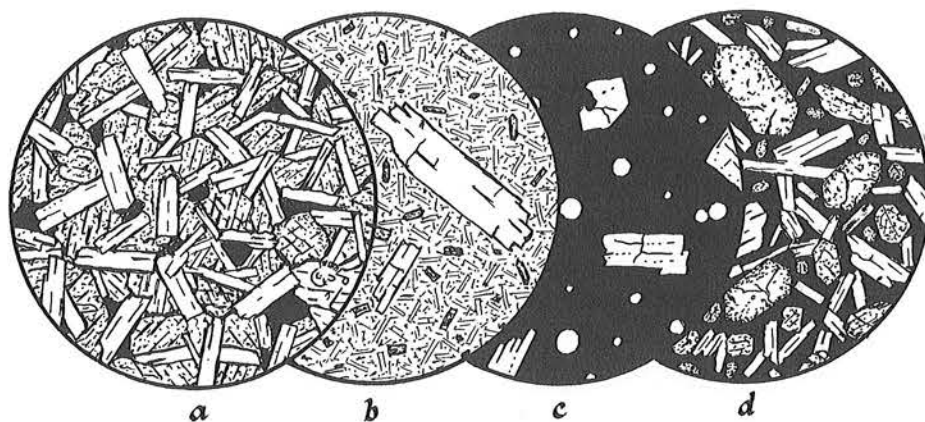


Figure 4-22 Textures resulting from differing proportions of residual glass. (a) *Intersertal* textures are common in basaltic lavas in which small pools of glass remain between crystals of plagioclase, pyroxene, and olivine. (b) The groundmasses of many andesites and dacites are composed of clear glass with many randomly oriented small crystals. Such textures are called *hyalopilitic*. (c) *Vitrophyric* textures in which large phenocrysts are scattered through a glassy groundmass are common in pyroclastic rocks. In this example, the glass has small gas cavities, which make the rock *vesicular*. With larger proportions of crystals, vitrophyric rocks grade into those with *hyalophitic* textures (d), in which glass partly or completely encloses the crystals.

- c. The amount of residual glass (Fig. 4-22) may vary between wide extremes. If small pools of glass occupy the interstices between crystals, the texture is said to be *intersertal*, but if the glass is continuous through the groundmass, it produces a *hyalophitic* texture, in which glass partly surrounds individual crystals. *Hyalopilitic* textures are common in siliceous lavas, such as dacites and trachytes. They are distinguished by a glassy matrix crowded with many small crystals, but this term would not be applied to a rock with only glass in its groundmass; instead, a rock with large phenocrysts suspended in a matrix that is wholly glassy, or very nearly so, is said to be *vitrophyric*.
- d. Flow structures in highly viscous magmas that were moving at the time they solidified may align the crystals in wavy or planar layers (Fig. 4-23). Many andesitic and dacitic lavas have a *pilotaxitic* groundmass crowded with small, crudely aligned crystals. The alignment of feldspars may be so pronounced that they give the rock a felted appearance that characterizes *trachytic* textures. If the rock has much glass, however, flow-banding may develop along planes of shear, and if vesicles have formed, they tend to be stretched parallel to the direction of flow.
- e. The relative development of crystal faces and mutual interference of grains (Fig. 4-24) results in a variety of textures ranging between those

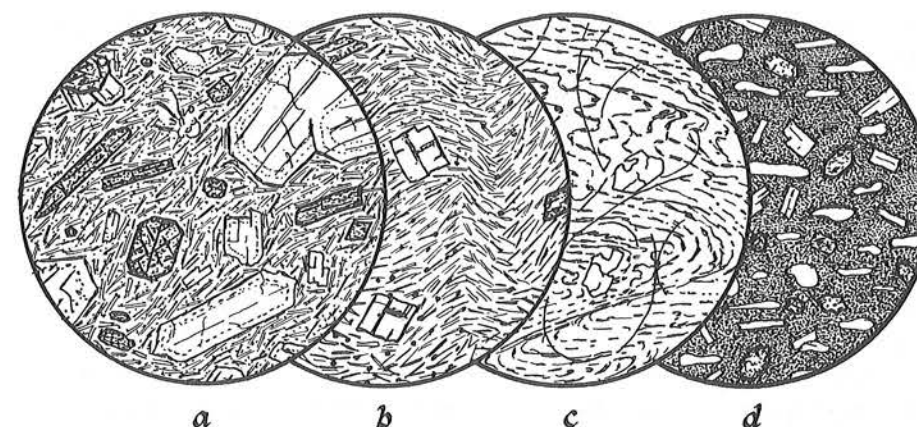


Figure 4-23 Flow structures in viscous lavas. (a) Many andesites and dacites have *pilotaxitic* textures in which the groundmass consists of crudely aligned small crystals that swirl around larger phenocrysts. (b) In *trachytic* rocks, the alignment of small crystals is stronger and they give the entire rock a felted appearance. (c) Flow-banding in rhyolite results from concentration of tiny crystals or vesicles along planes of shear and deformation. (d) The vesicles of basaltic lavas may be stretched if the lava is too viscous for them to maintain a normal spherical shape.

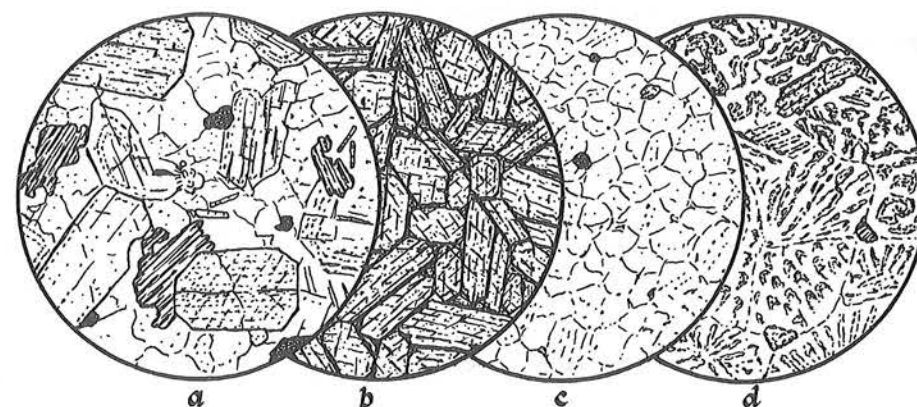


Figure 4-24 Textures resulting from differences of crystal form. (a) Most granitic rocks have *hypidiomorphic granular* textures in which some crystals have euhedral forms, some poorly developed faces, and others no crystal form at all. (b) If most of the crystals are euhedral, the rock is said to be *panidiomorphic*, but (c) if crystal faces are rare the texture is *allotriomorphic*, as it is, for example, in many aplites. (d) Rapid eutectic crystallization of siliceous liquids produces *granophyric* textures characterized by intergrowths of quartz and alkali feldspars. The patterns of intergrowth are crudely controlled by crystallographic features of the host crystal, and if this produces a coarse texture with strong alignment of the enclosed crystals, the texture is said to be *graphic*.

that are *panidiomorphic* and have a large proportion of euhedral grains, through *hypidiomorphic* rocks, in which some minerals form well-developed crystals while others do not, to *allotriomorphic* textures in which few if any of the crystals have euhedral outlines. Rocks with textures that have adjusted during prolonged slow cooling tend to develop nearly equidimensional anhedral grains with boundaries that intersect at angles approaching 120 degrees. Such rocks contain few minerals that preserve their crystal faces, but some phases, particularly apatite, zircon, sphene, and other accessory minerals, have well-developed forms, just as they do in metamorphic rocks. A particular feature of intergrowths developed from rapid eutectic crystallization is *granophyric* or *myrmekitic* texture, in which one mineral forms wormy or cuneiform blebs within another.

- f. *The degree of crystal-liquid fractionation* (Fig. 4-25) during slow crystallization has an important influence on the modal proportions, compositions, and textural relationships of individual minerals. These effects are best seen in *cumulate* rocks formed from crystals that *accumulate* near the cooling margins of a crystallizing magma. The

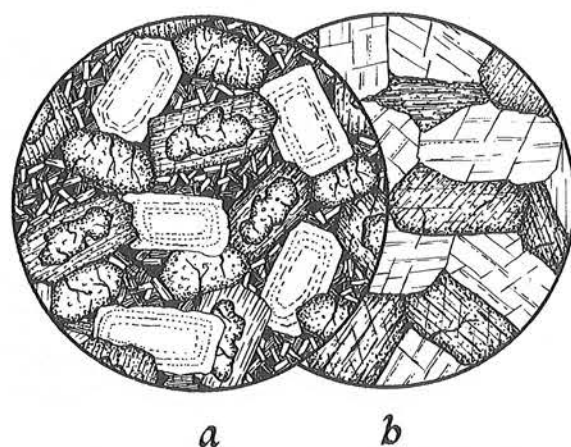


Figure 4-25 The effects of separation or re-equilibration of the intercrystalline liquid between early-crystallizing minerals can be thought of in terms of two hypothetical extremes. With no separation (a), the liquid between the liquidus minerals is "trapped" and, as it cools, precipitates minerals with compositions different from the initial ones. The resulting rock is referred to as an *orthocumulate*. If, as in (b), continued exchange between the interstitial liquid and a much larger reservoir of magma makes it possible for the primary precipitates to continue to grow without changing composition, components excluded from these crystals are expelled and are not precipitated by later crystallization as they would have been if trapped. The final assemblage consists of only the primary precipitates, unchanged from their liquidus compositions, and is known as an *adcumulate*.

original definition of these rocks assumed that they resulted from gravitational segregation, but similar textural relations are observed in rocks that appear to have crystallized in place.

The main types of cumulates are distinguished by the amount of growth of early-formed crystals, or *primary precipitates*, before the appearance of later crystals that grew from the *interstitial* or "trapped" liquid. If minerals nucleate and grow from the trapped liquid, the rock is said to be an *orthocumulate*. If the first-formed crystals continue to grow with a constant composition through efficient equilibration with the main reservoir of liquid, the residual components are effectively excluded and the final assemblage, known as an *adcumulate*, contains few if any crystals precipitated from a trapped liquid. In this latter case, in which diffusion keeps up with crystallization and the concentration gradient between the interstitial liquid and the main reservoir of magma is weak, the interstitial liquid may never nucleate new phases. The result is a rock consisting of unzoned crystals of one or more minerals. Intermediate cases may result from a combination of adcumulus enlargement, zoning of early crystals, and nucleation and growth of later ones through the interstices; this type of crystallization produces *mesocumulates* that may differ widely in the proportions and grain sizes of their crystals.

Many cumulate rocks, especially those of gabbroic and syenitic compositions, have pronounced layering, normally parallel to the floor and walls of the intrusion. The layering may result from differences of the proportions of dark and light minerals or from differences of grain size. Various kinds of layering have been attributed to different proposed mechanisms. Examples are discussed in Chapter 6.

Tabular or prismatic minerals having a preferred orientation may give a rock *igneous lamination* (Fig. 4-26a). The orientation is usually parallel to the cooling surface of the floor, wall, or roof, but under certain conditions of cooling and strong supersaturation, crystals may grow with a marked elongation perpendicular to the solidification front. The name *crescumulate* has been coined for textures of this kind (Fig. 4-26b). Long slender crystals of olivine, plagioclase, or pyroxene may grow like blades of grass on the floor or walls of the intrusion. Crescumulate textures are most common in mafic plutonic rocks, but they have also been found in the margins of granitic plutons.

Growth of slender crystals normal to the cooling surface has been attributed to a phenomenon known as *constitutional supercooling*. If the rate of cooling is rapid compared to that of diffusion, a condition can result in which liquid in a zone adjacent to the crystals becomes supersat-

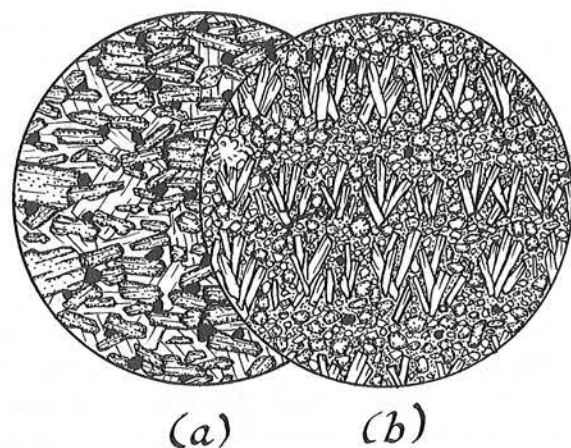


Figure 4-26 (a) Igneous lamination in a gabbro of the Stillwater Complex, Montana, is the result of pyroxene having a preferred orientation in a plane of layering. Elongated crystals rarely have a linear orientation within the same plane. (b) Crystals may also have a preferred orientation perpendicular to the plane of the layering. In this case, the elongated, subparallel crystals of plagioclase give the rock a *crescumulate* texture. Layers of crystals oriented in this way are referred to as "Willow Lake type layering."

urated because the profile of temperature and composition falls below the liquidus curve. The mechanism is explained more fully in the legend of Figure 4-27.

A Word of Caution

One final point before going on: in dealing with these mineral assemblages and textures, it is well to remember that what we see or measure in an igneous rock is the final product of a long and complex process of cooling and crystallization under conditions that can only be guessed by indirect means. No magma has ever been observed while crystallizing under conditions of slow cooling and equilibration. Laboratory experiments are too brief, and even the deep lava lakes described earlier crystallize far too rapidly to provide a true analog of processes taking place in the crust or mantle. One cannot always be certain, therefore, which of the textural features of plutonic rocks can be attributed to crystallization from a magmatic liquid and which reflect the later cooling history of an essentially solid rock. Recent work on plutonic intrusions has revealed that many rocks that were once interpreted as unaltered products of magmatic crystallization have, in fact, recrystallized and no longer retain their original compositions or textures.

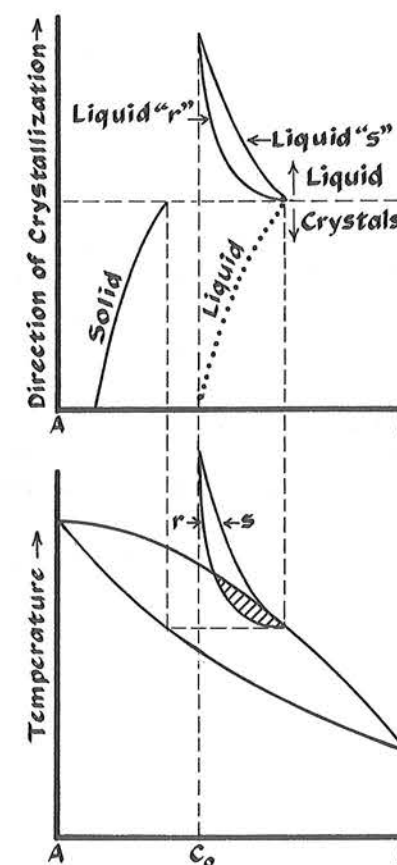


Figure 4-27 If a front of crystallization advances into a liquid with an initial composition C_0 and crystal are richer in the high-temperature component A than the coexisting liquid, the components will have a distribution similar to that shown schematically in the upper diagram. The liquid immediately adjacent to the crystals is enriched in B relative to the solid and the main magma reservoir, and a compositional gradient extends away from the crystals into the hotter liquid above. If the front advances rapidly, the gradient is steep, as in curve "r," but with slower crystallization diffusion reduces the gradient to a more gentle form like "s." In the lower diagram, the temperature in the liquid is shown in relationship to liquidus and solidus curves. Under conditions of rapid advance, the compositional gradient may be steep enough to cause the concentration of B to fall below the saturation level defined by the liquidus curve, and an unstable zone of supersaturation (shown by diagonal ruling) can cause the liquid to be "constitutionally supercooled." Any crystal that extends into this zone provides a site for rapid growth in the direction normal to the main crystal-liquid boundary. With slower crystallization (curve "s"), the concentration of B does not fall below the saturation level, and crystal growth is restricted to a narrow zone parallel to the front.