

MAGMATISMES DANS LE SUD-EST DE LA FRANCE

**SEANCE SPECIALISEE
DE LA
SOCIETE GEOLOGIQUE DE FRANCE
ET DE
L'ASSOCIATION DES GEOLOGUES DU SUD-EST**

**Excursion du 27 Octobre 1995
Livret-guide**

organisée par

L'INSTITUT DE GEOLOGIE

Université de Nice - Sophia Antipolis

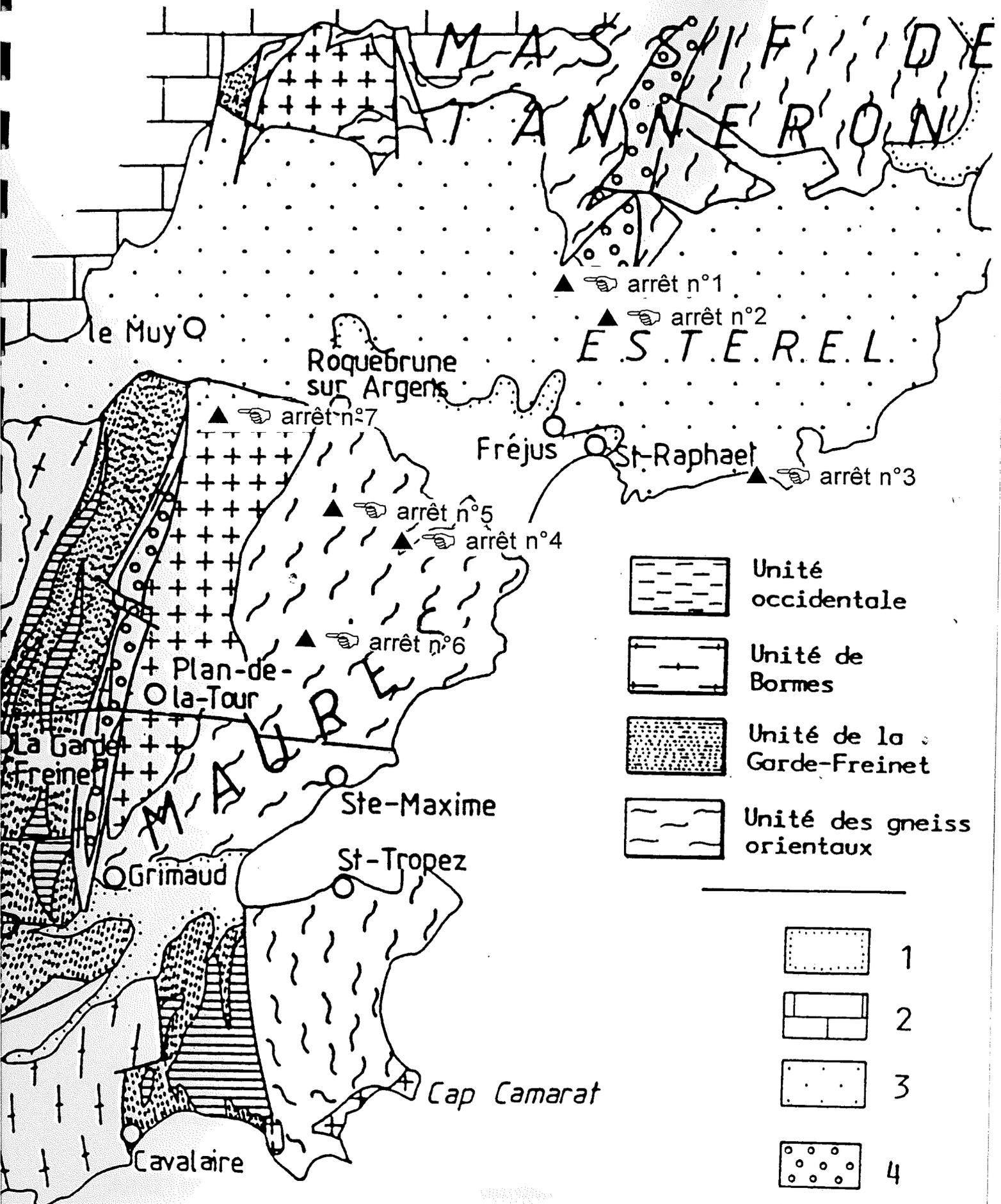
MAGMATISMES DANS LE SUD-EST DE LA FRANCE

SEANCE SPECIALISEE
DE LA
SOCIETE GEOLOGIQUE DE FRANCE
ET DE
L'ASSOCIATION DES GEOLOGUES DU SUD-EST

Excursion du 27 Octobre 1995
Livret-guide

- Organisateurs:** ♦ **J.P. PUPIN**, Z.I.R.C., Laboratoire de Pétrologie-Minéralogie, Institut de Géologie, Université de Nice-Sophia-Antipolis.
- ♦ **G. CREVOLA**, Institut de Géodynamique, Université Michel de Montaigne-Bordeaux III.





ITINERAIRE DU VENDREDI 27 OCTOBRE
 (voir Crévola et al., 1991, p.289)

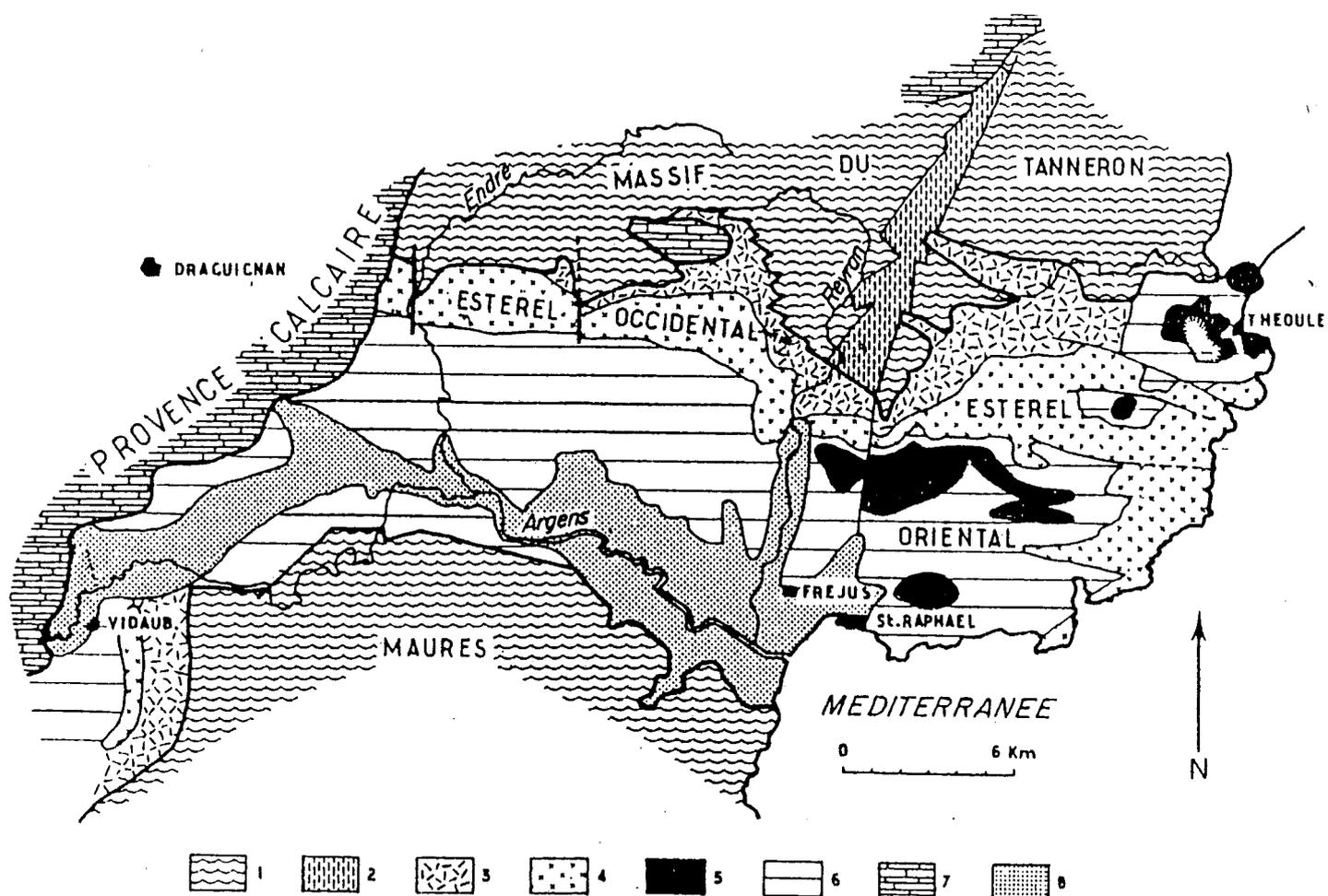
- 1, terrains récents; 2, Trias et Jurassique; 3, Permien;
- 4, bassins houillers stéphaniens; 5, granitoïdes;
- 6, formations d'amphibolites.

Cette excursion associée à la Réunion Spécialisée "Magmatismes dans le Sud-Est de la France" a pour buts:

- 1) de montrer quelques formations magmatiques régionales: orthogneiss pré-hercyniens, granite et pegmatite hercyniens, rhyolites permienes, microdiorites quartziques oligocènes et enclaves magmatiques associées.
- 2) de souligner l'intérêt de l'utilisation de la morphologie-géochimie du zircon dans les roches magmatiques et leurs produits dérivés (orthogneiss, sédimentaire détritique).

MATINEE: MASSIF DE L'ESTEREL.

Le massif de l'Estérel comprend un ensemble de formations volcaniques, volcano-sédimentaires et sédimentaires continentales permienes dont la lithostratigraphie a été établie par Boucarut (1971) - voir page suivante -. Les premières manifestations volcaniques sont de composition acide (A1 à A12) et correspondent principalement à des émissions ignimbristiques, des pyroclastites et des dômes visqueux.



CARTE GEOLOGIQUE SCHEMATIQUE DU MASSIF DE L'ESTEREL.

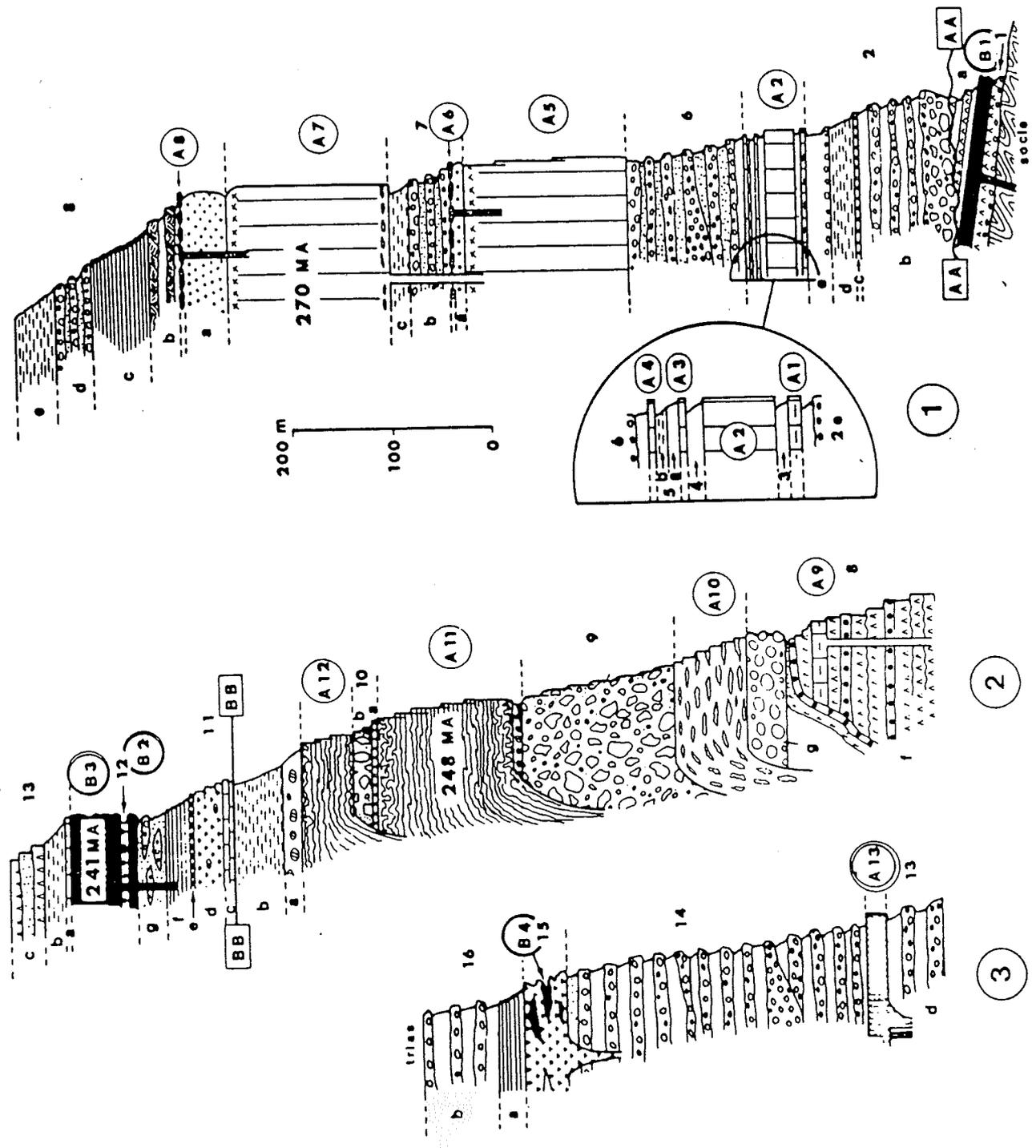
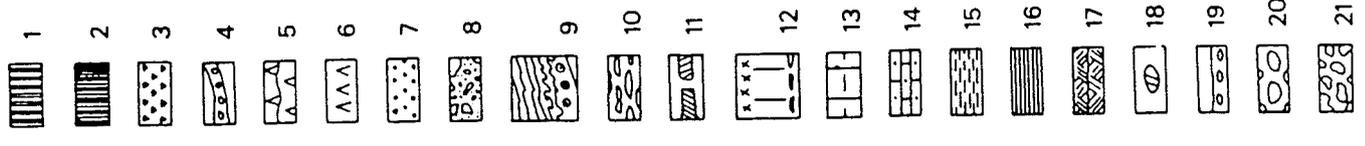
1. Socle métamorphique; 2. Carbonifère; 3. Permien détritique; 4. Ignimbrites; 5. Pyromérides; 6. Permien post-ignimbristique; 7. Mésozoïque; 8. Quaternaire.

ARRET n°1: Ignimbrite rhyolitique alcaline A2 (vallée du Reyran).

Chronologiquement, l'unité rhyolitique A2 est la première formation ignimbristique importante de l'Estérel, atteignant 20 mètres de puissance dans le secteur du Reyran. Elle a une extension d'environ 15 km.

STRATIGRAPHIE DU PERMIEN DE L'ESTEREL

1. Trachytes
 2. Trachy-andésite
 3. Pyroclastite basique
 4. "Gouttes de cendres" pisolithiques
 5. Dépôts de déferlantes basales
 6. Tuf acide
 7. Tufogrès
 8. Brèche volcanique
 9. Pyroméride fluidale
 10. Piperno
 11. Agglomérat de rhyolite fluidale
 12. Rhyolite ignimbritique
 13. Rhyolite flammée
 14. Calcaires
 15. Pélites et tufopélites
 16. Psammites
 17. Stratifications obliques
 18. Galets de pyromérides bleues
 19. Série détritique
 20. Conglomérats
 21. Brèche de pente
- 248 MA. Ages radiogéniques
- AA. Limite séquence de base-Permien Inférieur
- BB. Limite, Permien Inférieur-Permien Supérieur.



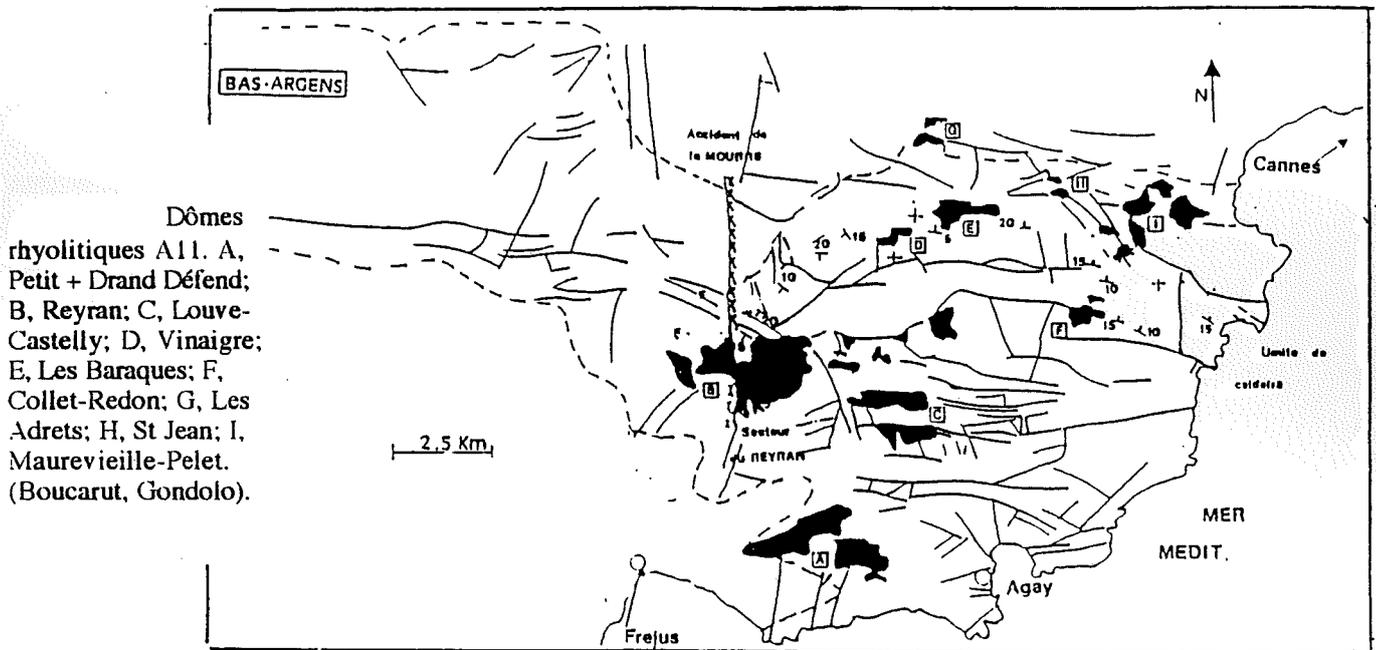
Il s'agit d'une rhyolite porphyrique à environ 15% de phénocristaux (feldspaths et quartz), à petites enclaves enallogènes et ponces centimétriques. De petites flammes sont observables. La pâte est composée d'échardes de verre recristallisées.

La plus grande masse des ignimbrites rhyolitiques rouges de l'Esterel correspond aux termes A5 et A7, riches en phénocristaux de quartz et feldspaths (30-40% pour A5, 40-50% pour A7), et dont les épaisseurs cumulées peuvent dépasser 200-300 mètres. La mise en place est fissurale, alimentée par des filons.

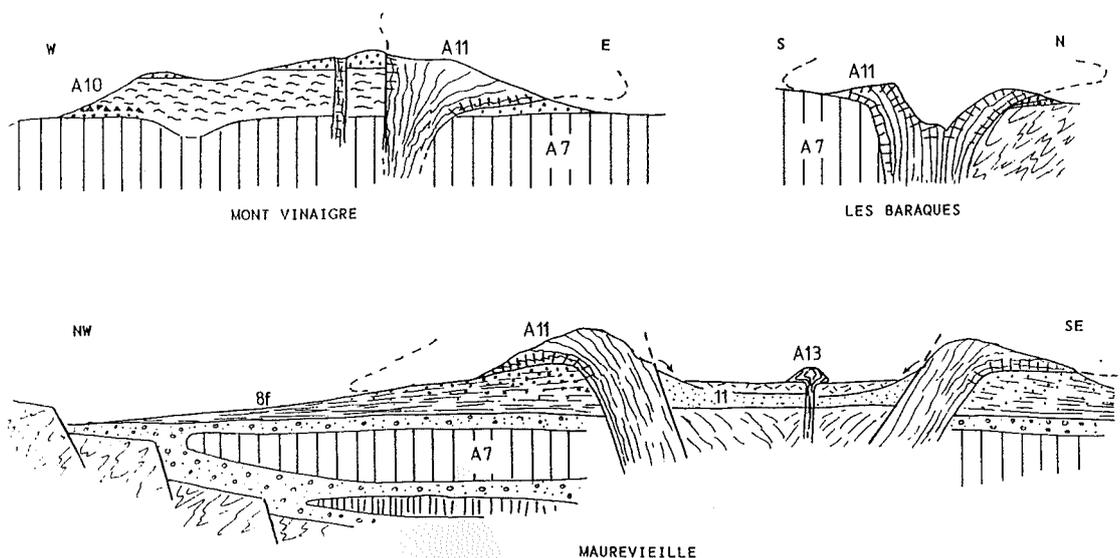
ARRET n°2: Rhyolite fluidale sphérolitique (pyroméride) A11 (Pont du Duc).

Carrière en exploitation (granulats).

Cette rhyolite fluidale quasi aphyrique (quelques % de quartz + feldspath) constitue dans le massif de nombreux petits édifices en dômes ou dômes-coulées indépendants (voir carte de répartition). Dans le sud-ouest du massif, la mise en place de ces dômes dans un lac a provoqué l'apparition de faciès particuliers (rétinite, lithophyses). La structure de ces appareils a fait l'objet de travaux (Crévola, 1971; Boucarut, 1971).



LES APPAREILS DE RHYOLITE FLUIDALE A11.



MODE DE MISE EN PLACE des laves acides de l'Estérel

1. Ignimbrites vitroclastiques.
 2. Pyroméride fluidale.
 3. Trachyte quartzifère.
- C. Cheminée du neck; Cl. Epanchement ignimbritique; CL. Coulée; D. Dôme; DC. Dôme-coulée; F. Filon ou dyke.

COMPORTEMENT GENERAL DE LA FLUIDALITE DANS LES PYROMERIDES.

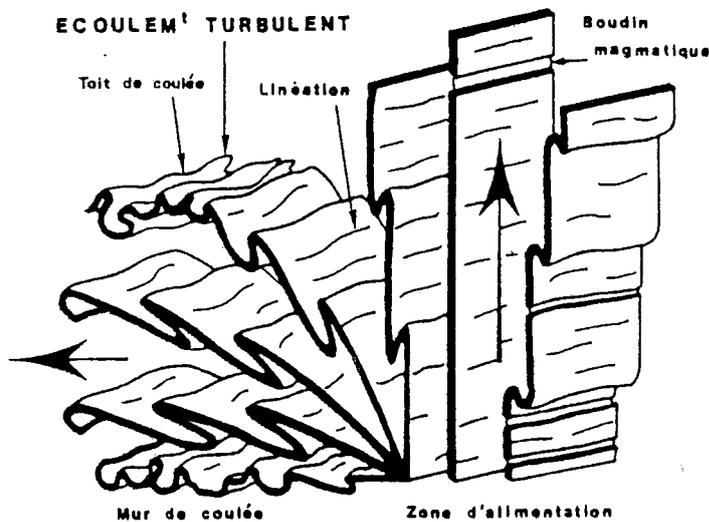
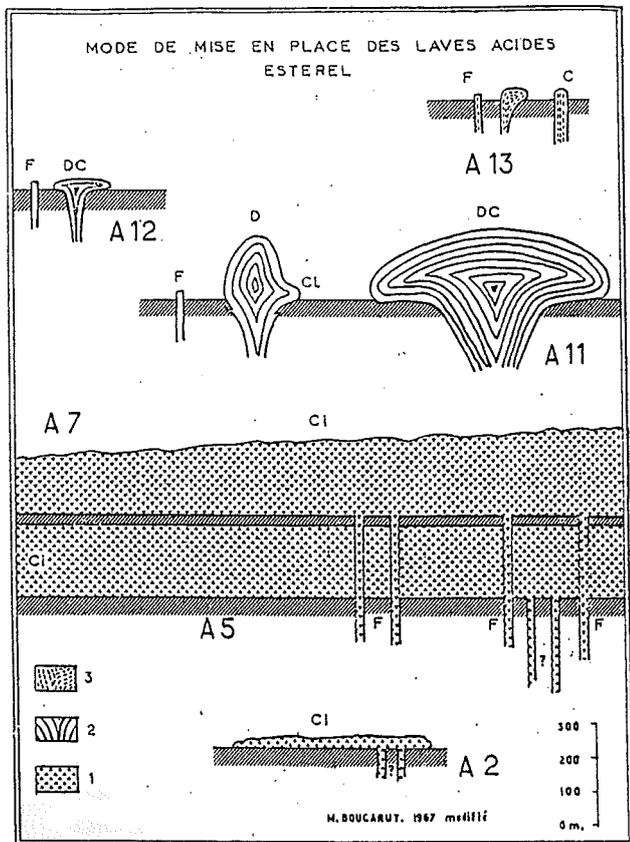
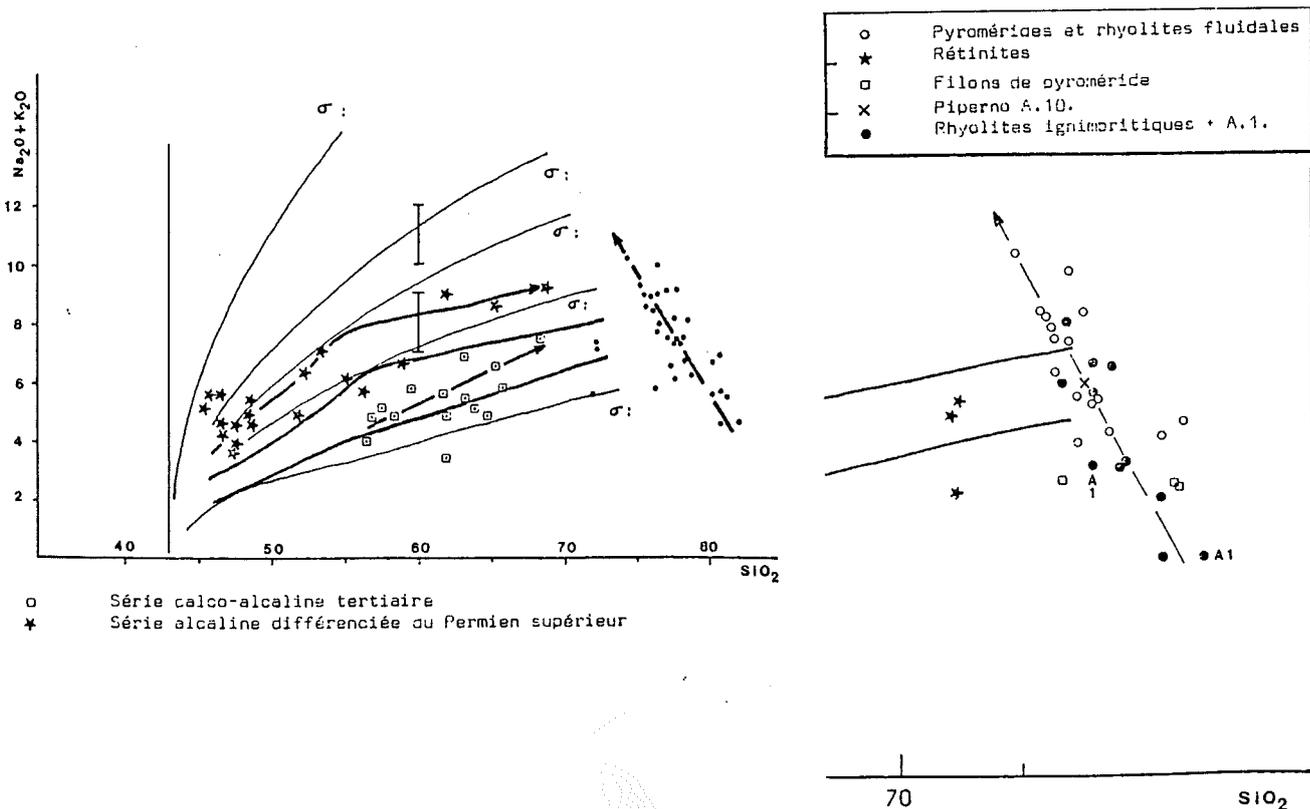
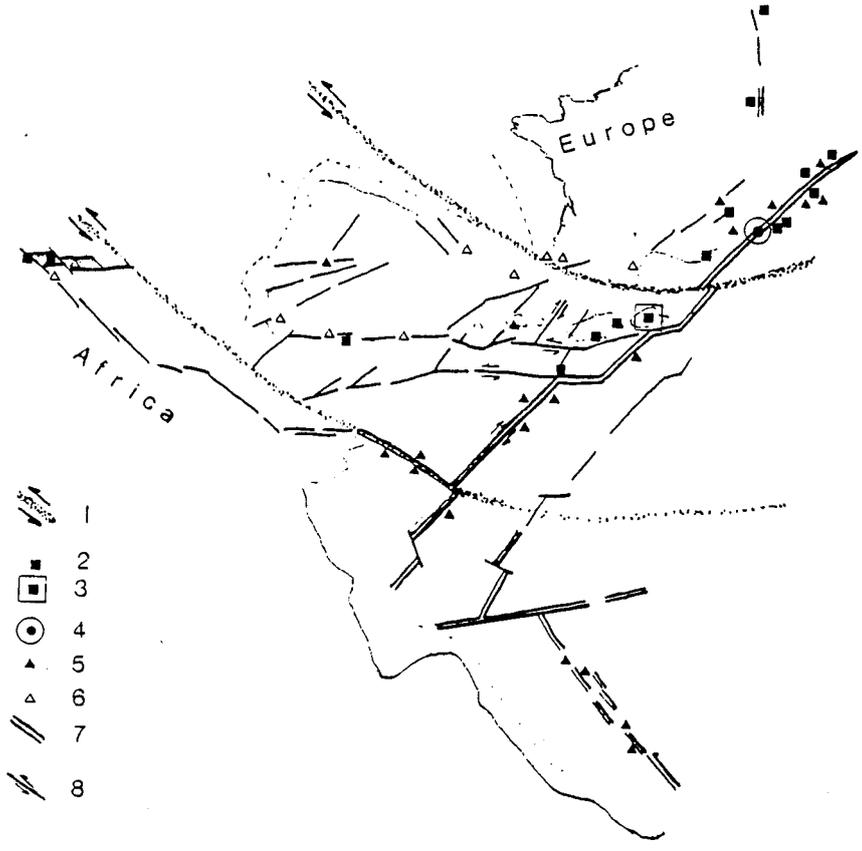


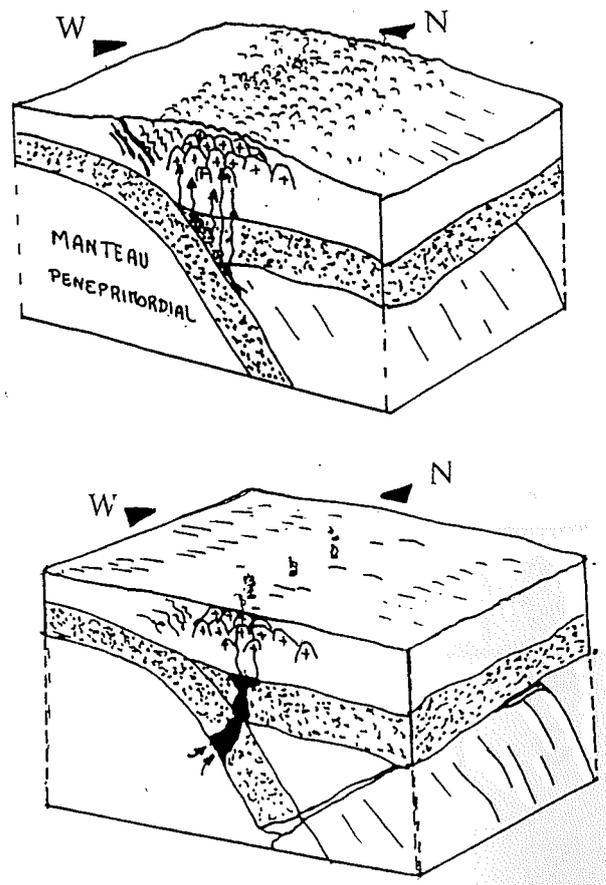
DIAGRAMME ALCALINS-SILICE: rhyolites de l'Estérel (Boucarut, 1971). cf. présentation Gondolo et Pupin (jeudi 26).



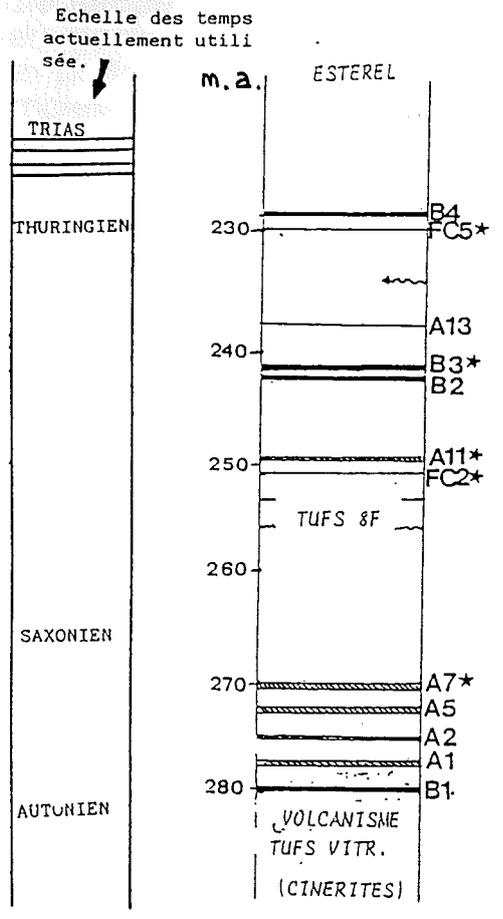
STRUCTURE DE LA MEDITERRANEE OCCIDENTALE AU PERMIEN SUP. ET TRIAS (Bonin, 1987). Shear zones 1; alcalin permien 2 dont Corse 3; Matterhorn 4; alcalin 5 et tholéitique 6 triasiques; ouverture océanique 7; failles transformantes 8.



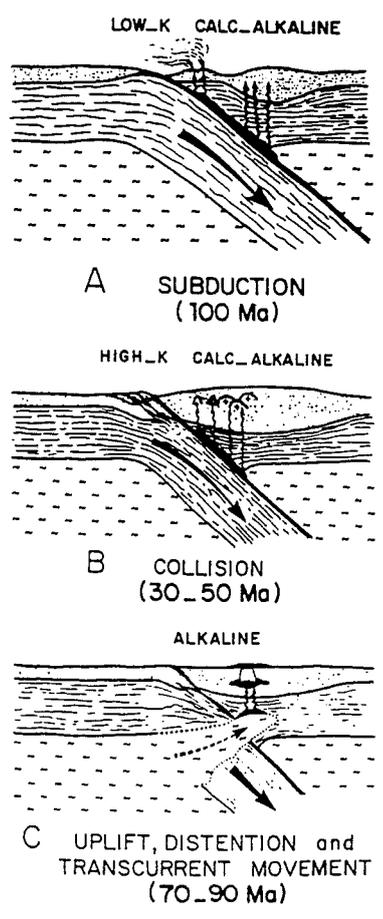
SUBDUCTION-COLLISION hercynienne, rupture de la plaque et magmatisme alcalin (Gondolo, 1989).



CHRONOLOGIE DES EVENEMENTS VOLCANIQUES DE L'ESTEREL.

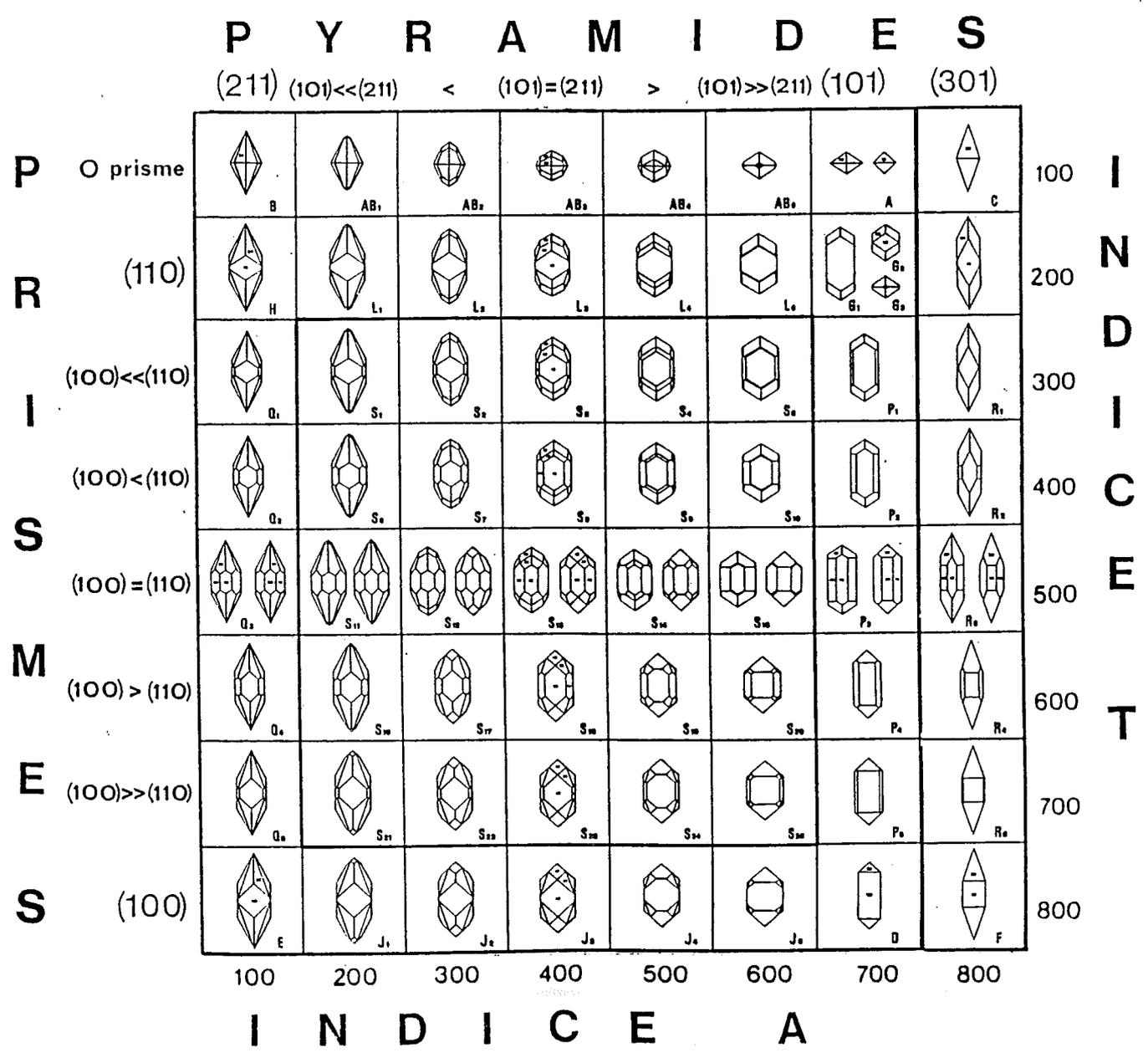


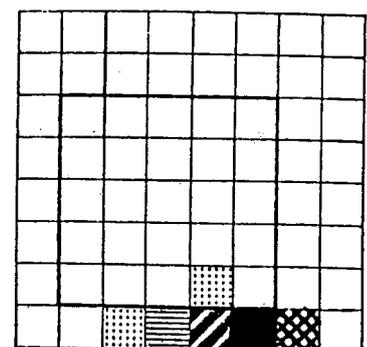
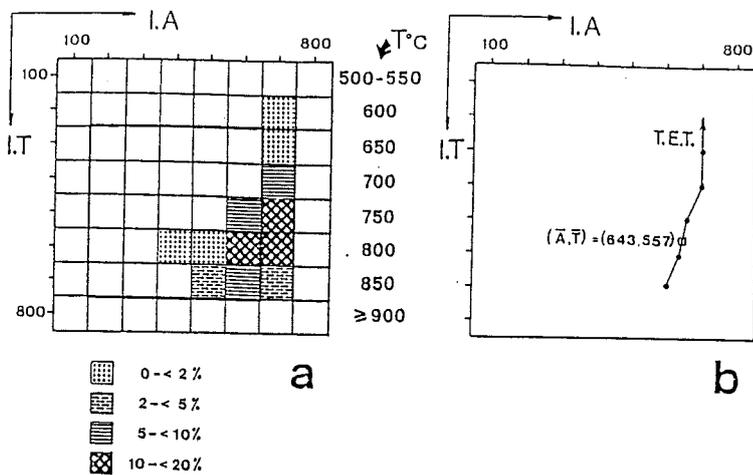
Transition du magmatisme calco-alcalin au m. alcalin. Ex. Adrar des Iforas (Liegeois et Black, 1984).



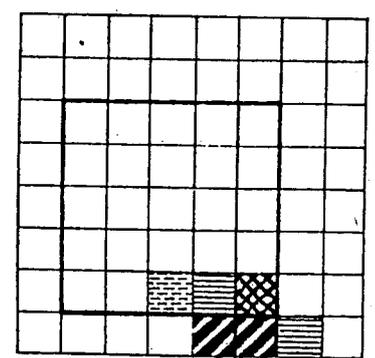
ZIRCON: Les rhyolites de l'Esterel (dômes ou igimbrites) renferment des zircons morphologiquement et géochimiquement très spécifiques. Leur morphologie correspond à des formes de haute température (souvent $\geq 900^{\circ}\text{C}$), à pyramide (101) dominante sur (211) (milieu alcalin), accompagnée de la pyramide additionnelle (301) omniprésente et parfois très développée. Ce dernier caractère se retrouve dans d'autres complexes alcalins du monde (Mer Rouge ou New Hampshire par exemple). Les populations des termes plus porphyriques montrent une distribution plus étalée que les termes plus vitreux. La géochimie est caractérisée par de faibles teneurs en Hf ($< 0,9\% \text{ HfO}_2$) qui traduit l'origine mantélique du magma (Pupin, 1992). Cette grande spécificité permet d'utiliser ces cristaux comme de véritables traceurs (sédiments ou contamination par ex.: voir Chennaoui et Pupin, jeudi 26).

Diagramme de classification morphologique (Pupin, 1976).

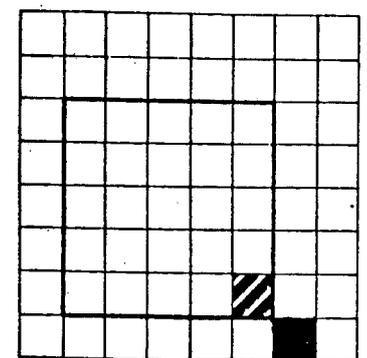




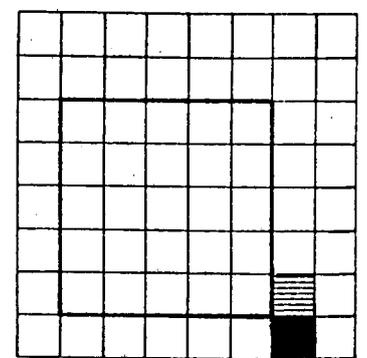
A2 ES.463



A7 ES.452



A11 ES.454



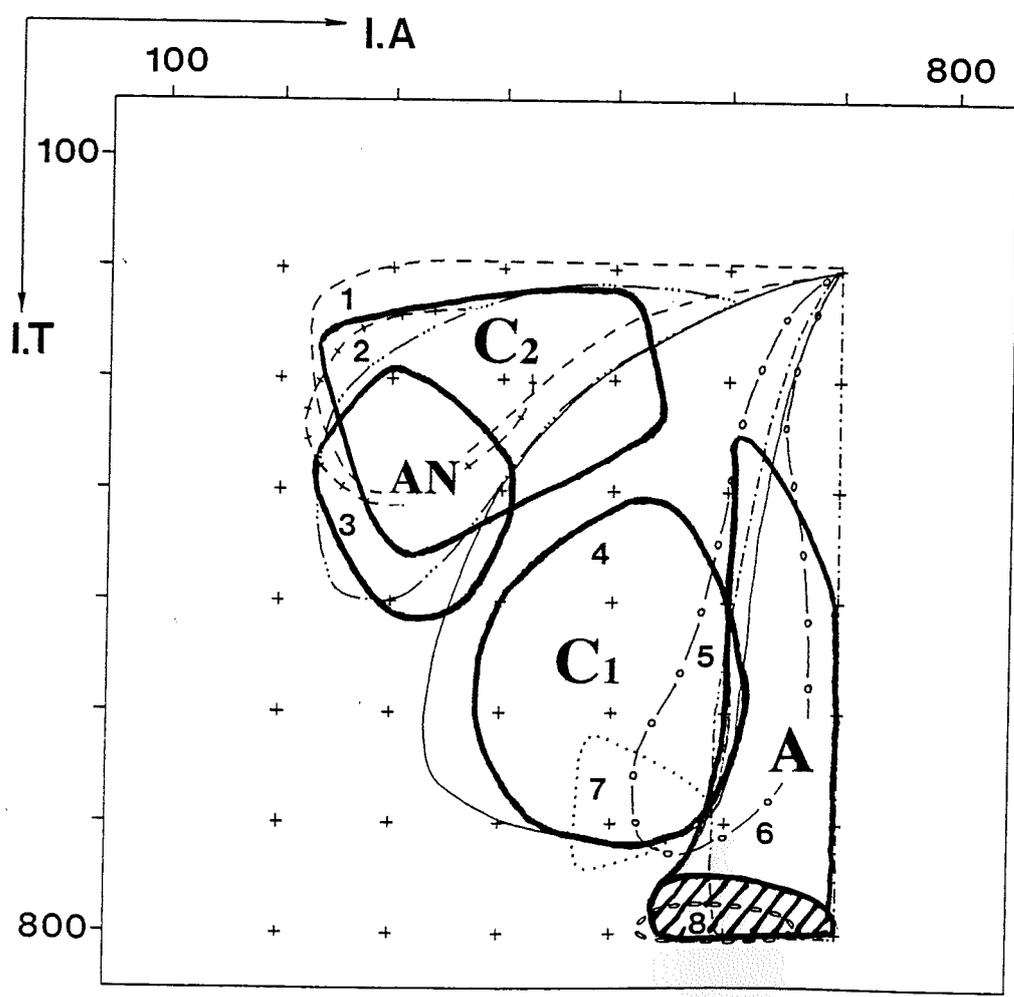
A11r ES.466

POPULATIONS DE RHYOLITES DE L'ESTEREL: A2, A7, A11.

Diagramme de distribution typologique (a) (point moyen (A,T) et Tendance d'Evol. Typol. (b).

GRANDS TYPES GENETIQUES DE RHYOLITES:
A. Alcalines (dômes et ignimbrites); **C1.** Ignimbrites calco-alcalines; **C2.** Calco-alcalines de suites andésitiques des volcans centraux; **AN.** Anatectiques.
 Les rhyolites de l'Estérel sont dans la zone hachurée.

Pour référence, les domaines des roches granitiques (Pupin, 1980, 1985, 1988): leucogranites alumineux (1), monzogranites-granodiorites (sub)autochtones (2), monzogr.-granodiorites alumineux intrusifs (3), lignées calco-alcalines et calco-alcalines K (Mg-K)(4), lignées subalcalines K (Fe-K)(5), lignées alcalines (6), tholéitiques continentales (7) et océaniques (8).



- 1 - - - - -
- 2 + + + + +
- 3 - · - · -
- 4 - - - - -
- 5 - o - -
- 6 - - - - -
- 7 · · · · ·
- 8 o o o o o

Ce site est très intéressant sur le plan géologique. Il permet d'observer les phénomènes suivants:

- flanc d'un cône strombolien (B4).
- derniers niveaux sédimentaires du permien de l'Estérel (16).
- intrusions d'estérellite avec contacts magmatiques, prismation fruste et enclaves diverses.
- vue sur le Cap Drammont et l'île d'Or.

◆ Edifice B4 (Plage d'Aigue-Bonne).

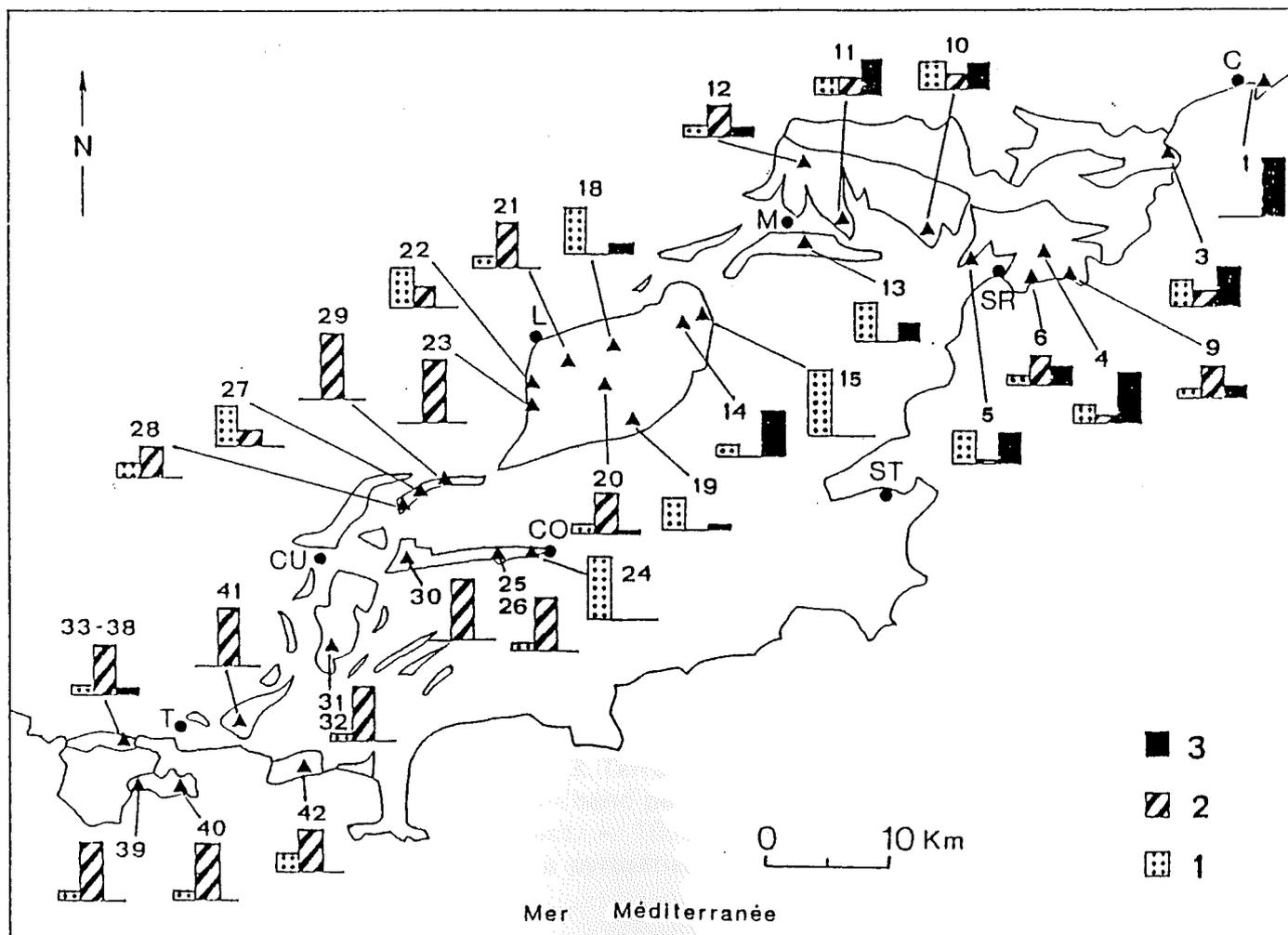
Pyroclastites basiques à lapilli cristallins (plagioclases blancs-rosés), bombes et fragments de lave vacuolaire à remplissages de calcite, niveaux plus fins cinéritiques et traces de coulées boueuses (Boucarut 1971, Gondolo 1989).

◆ Niveaux de grès et conglomérats (16).

Alternances de niveaux détritiques dont certains renferment des galets de rhyolites fluidales ou non, plus ou moins porphyriques. L'étude des zircons de ces galets démontre leur appartenance à un magmatisme calco-alcalin analogue à celui connu en Corse au Permien inférieur. Une étude systématique des zircons détritiques des grès permien entre Toulon et Cannes a été entreprise (Pupin, 1987) afin de déterminer les provenance des apports sédimentaires et d'en tirer des conclusions paléogéographiques.

HERITAGE DETRITIQUE: fréquences rapportées aux zircons dans les grès permien provençaux: (1) "métamorphique" (migmatites, granites d'anatexie), (2) calco-alcalin (essentiellement rhyolitique, accessoirement granitique), (3) alcalin (rhyolitique).

C = Cannes, CO = Collobrières, CU = Cuers, L = Le Luc, M = Le Muy, SR = Saint-Raphaël, ST = Saint-Tropez, T = Toulon.



◆ Intrusions d'estérellite (Pierre Blave).

10

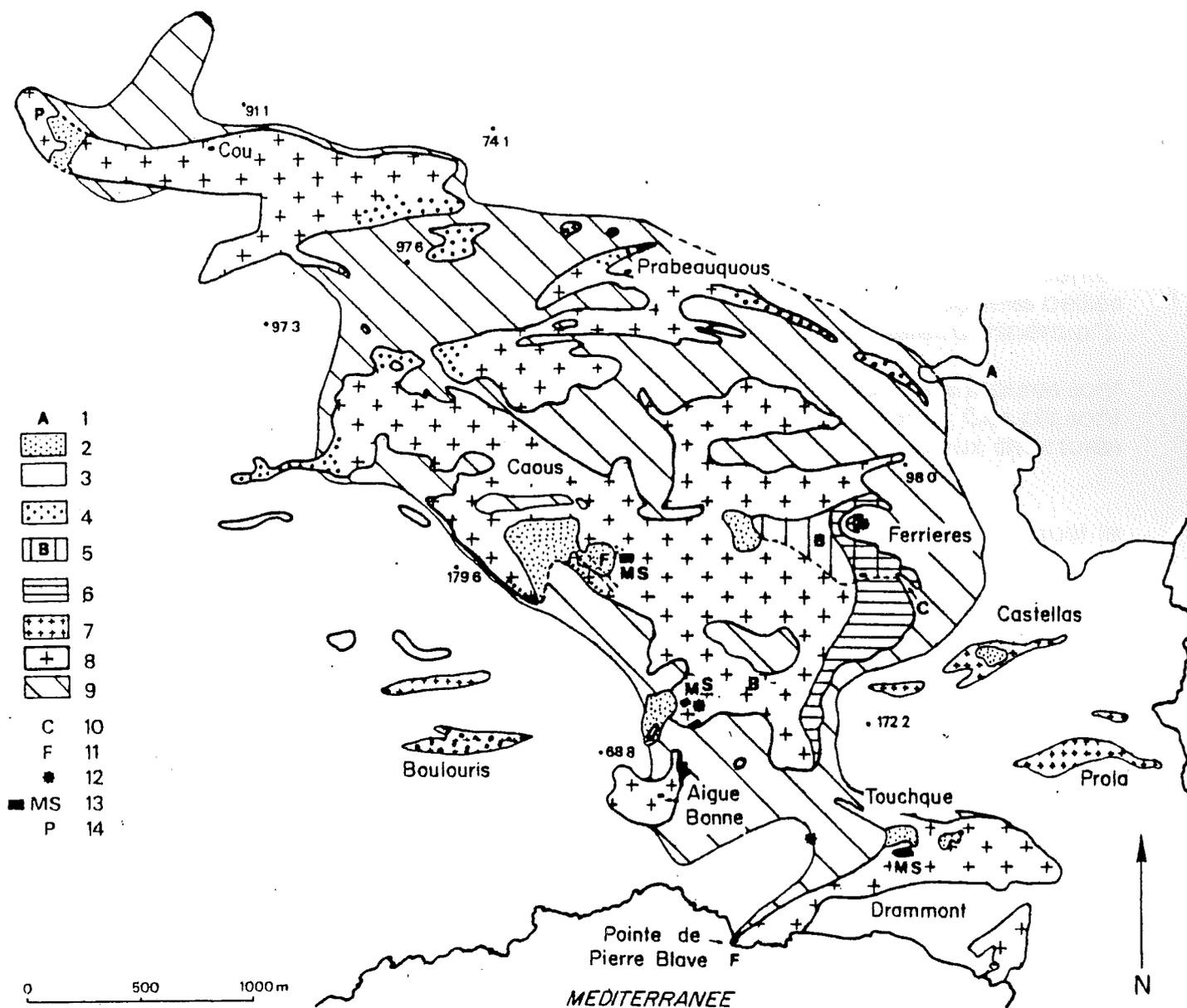
Un petit stock d'estérellite à prismation fruste, en contact intrusif avec les grès du niveau T6, est ici recoupée par un filon montrant une bordure figée.

On observera les très nombreuses enclaves remontées par l'intrusion calco-alcaline tertiaire: gabbro-diorites calco-alcalins sombres à contours anguleux ou arrondis, autres faciès d'estérellite, granites alcalins du complexe de l'Esterel (S.V.P. ne pas casser), enclaves de socle métamorphique: leptynites ou mobilisats anatectiques, quartz.

La roche est composée de phénocristaux de plagioclases zonés, quartz et hornblende dans une mésostase microgrenue quartzo-felspathique. De rares autres faciès montrent de la biotite ou de l'augite salitique.

Cette roche a fait l'objet d'une communication le jeudi 26 (Chennaoui et Pupin).

CARTE GEOLOGIQUE DE L'INTRUSION D'ESTERELLITE ET SON AUREOLE DE METAMORPHISME DE CONTACT:



1. Alluvions. - 2. Déblais de carrière. - 3. Terrains encaissants. - 4. Estérellite à phénocristaux. - 5. Estérellite à biotite. - 6. Zone d'injection banc par banc. - 7. Laccolithes. - 8. Intrusion principale. - 9. Auréole de métamorphisme de contact. - 10. Cornéenne. - 11. Filon. - 12. Minéralisations. - 13. Magmatic stopping. - 14. Estérellite à pyroxènes.

Pour les données générales sur la Provence varisque et anté-varisque, voir l'article ci-joint Crévola et al., 1991.

La partie nord-orientale du Massif des Maures correspond géographiquement à la Forêt Communale des Arcs à l'ouest et au Massif de Sainte-Maxime à l'est. Ces deux ensembles sont séparés par trois structures subméridiennes parallèles: le Houiller de Plan de la Tour qui constitue une dépression, l'accident de Grimaud et le granite de Plan de la Tour.

La partie nord-orientale du Massif des Maures est séparée de la partie occidentale du Massif de Tanneron par la dépression permienne du Bas-Argens. Ces deux portions du socle provençal ont la même constitution lithologique et la même structuration.

Du point de vue géologique, la partie nord-orientale du socle provençal présente trois des quatre unités lithotectoniques distinguées en Provence (Crevola et al., 1991):

- l'**unité des gneiss orientaux** ou de Tanneron et de St Tropez; elle correspond au Massif de Ste Maxime. Cette unité est constituée essentiellement de gneiss migmatitiques parmi lesquels les orthogneiss sont abondants.

- l'**unité de la Garde-Freinet** séparée de la précédente par l'accident de Grimaud. Cette unité très complexe, en partie migmatitique sur sa bordure, est constituée principalement d'orthogneiss, de gneiss migmatitiques, de micaschistes à sillimanite auxquels est associé un complexe leptyno-amphibolique.

- l'**unité de Bormes** en contact soit normal, soit anormal avec la précédente. Cette unité est principalement constituée de deux termes: des orthogneiss oeilés (gneiss de Bormes) et des micaschistes hyperalumineux (micaschistes à minéraux").

Les formations métamorphiques de la partie nord-orientale des Maures sont impliquées dans une tectonique isoclinale à vergence est probable. Ces plis sont mis en forme lors d'une phase tardive qui donne naissance à deux structures décakilométriques d'axe subméridien:

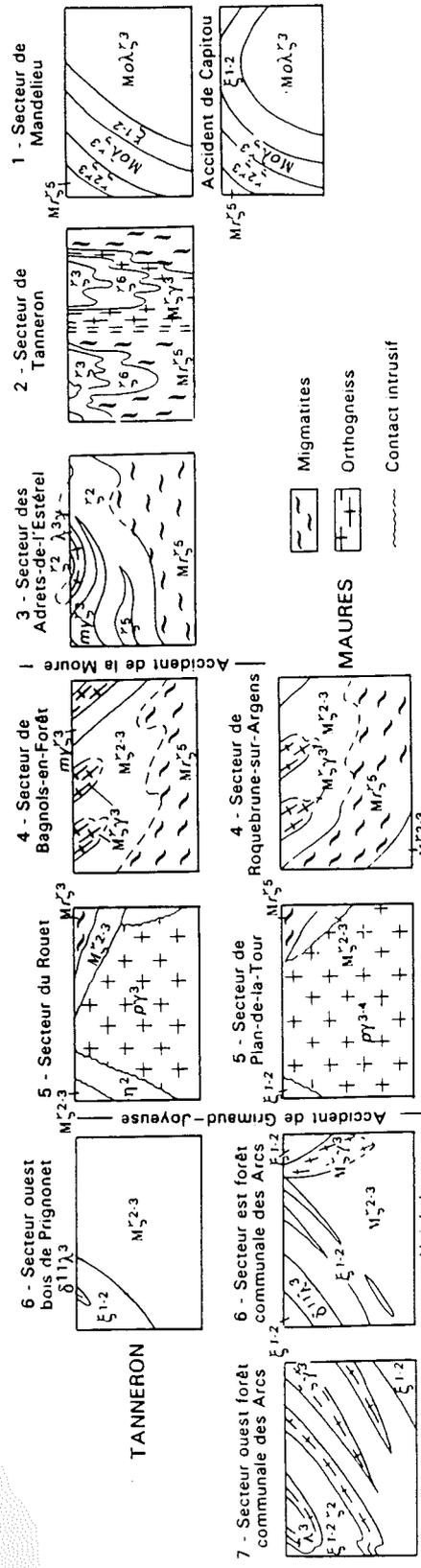
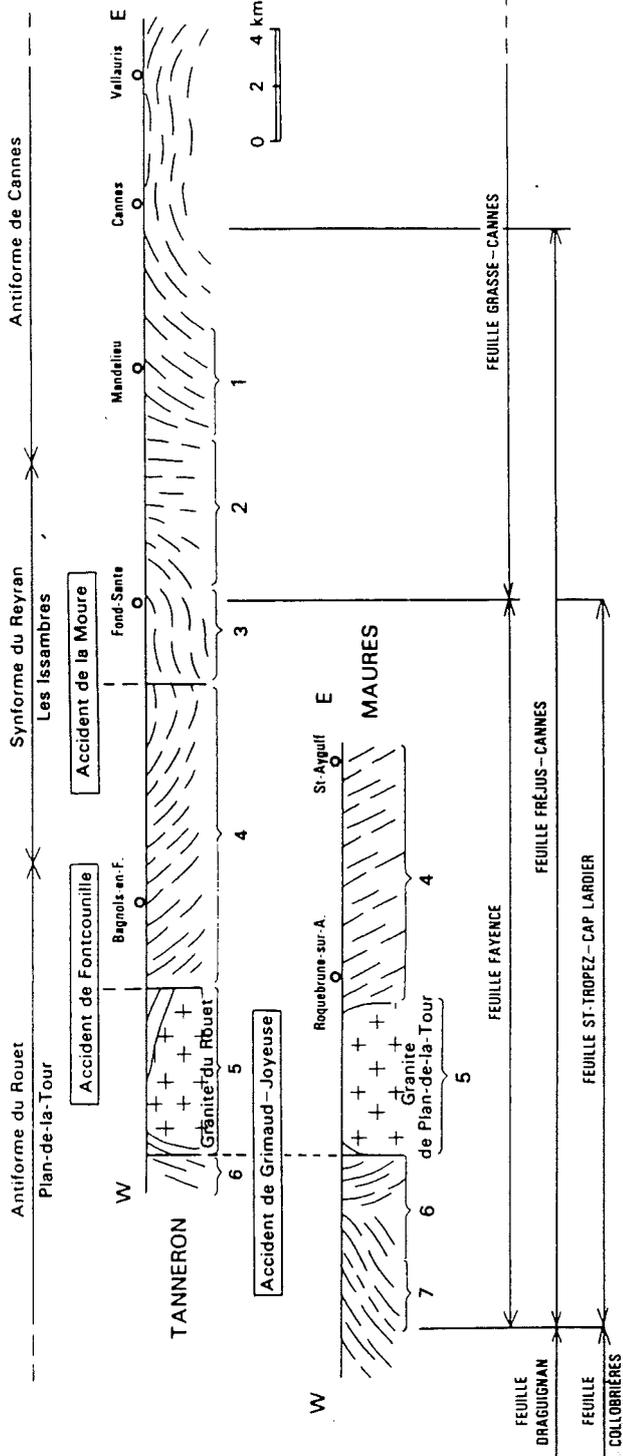
- à l'est, la synforme ou demi-synforme Le Reyran-Les Issambres;
- au centre et à l'ouest l'antiforme Plan de la Tour-Rouet, dans lequel le granite de Plan de la Tour est intrusif.

L'excursion permettra de voir un certain nombre de formations métamorphiques d'origine ortho ainsi que des granitoïdes tardi-orogéniques.

Avant Saint-Aygulf, la N938 longe les étangs de Villepey, réserve d'avifaune et de flore créée par le Conservatoire du Littoral. A Saint-Aygulf même affleurent les gneiss mylonitiques oeilés des Issambres, formation métatexitique affectée par une intense déformation cisailante tardi-métamorphe. Cette formation très vraisemblablement d'origine granitique constitue le cortex du complexe orthogneissique du Reyran et des Issambres.

A Saint-Aygulf, on prendra la D7 en direction de Roquebrune-sur-Argens. On longe la bordure septentrionale du massif des Maures, qui correspond à un ancien escarpement de faille d'âge permien, prolongement de la faille de Roquebrune en direction de la mer, et limitant au S-E le bassin permien du Bas Argens. La route recoupe d'abord des paragneiss métatexitiques hétérogènes à sillimanite (formation des petites Maures). Cette formation d'origine para contient fréquemment des passées de gneiss à silicates calciques et des amphibolites à reliques éclogitiques.

En s'engageant dans la vallée du Fournel, on pourra atteindre l'orthogneiss du Fournel aval. Une marche d'environ 1 km permettra d'étudier cette formation à proximité des étangs situés immédiatement au sud du camping.



Unité de Bormes La Garde-Freinet Unité des gneiss orientaux

SCHEMA LITHOSTRATIGRAPHIQUE ET STRUCTURAL SYNTETIQUE DES FORMATIONS METAMORPHIQUES ET PLUTONIQUES VARISQUES (G. Crévoila, carte 1/50 000° Fréjus-Cannes, BRGM éd.).

LES MAGMATISMES PALEZOIQUES DANS LA PARTIE NORD-ORIENTALE DU SOCLE PROVENÇAL

5. VOLCANISME ACIDE ALCALIN PERMIEN

-  5b. Ignimbrites rhyolitiques alcalines
-  5a. Filons de rhyolite fluidale sphérolitique

4. MAGMATISME DES BASSINS HOUILLERS STEPHANIENS

-  4c. Cinérite du bassin du Reyran
-  4b. Intrusion hypovolcanique stratiforme de microgranite
-  4a. Intrusion de microgranite granophyrique

3. PLUTONISME TARDI-OROGENIQUE DE L'AXE GRANITIQUE ROUET - PLAN-DE-LA-TOUR

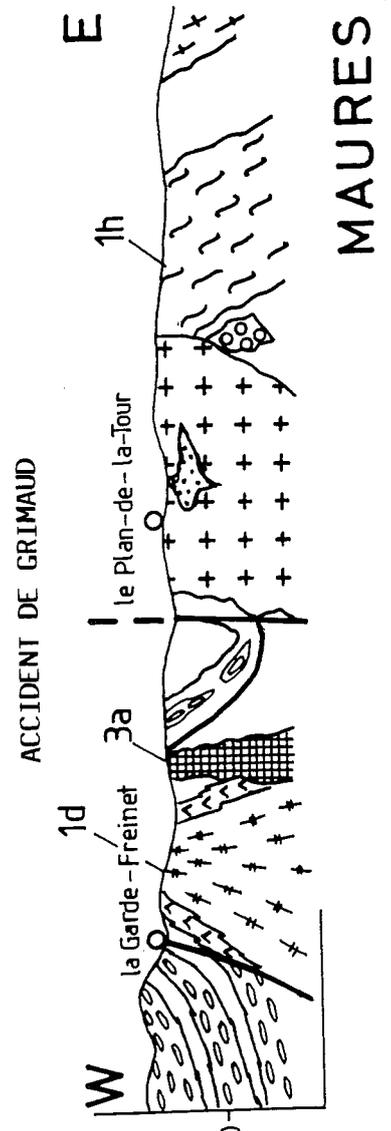
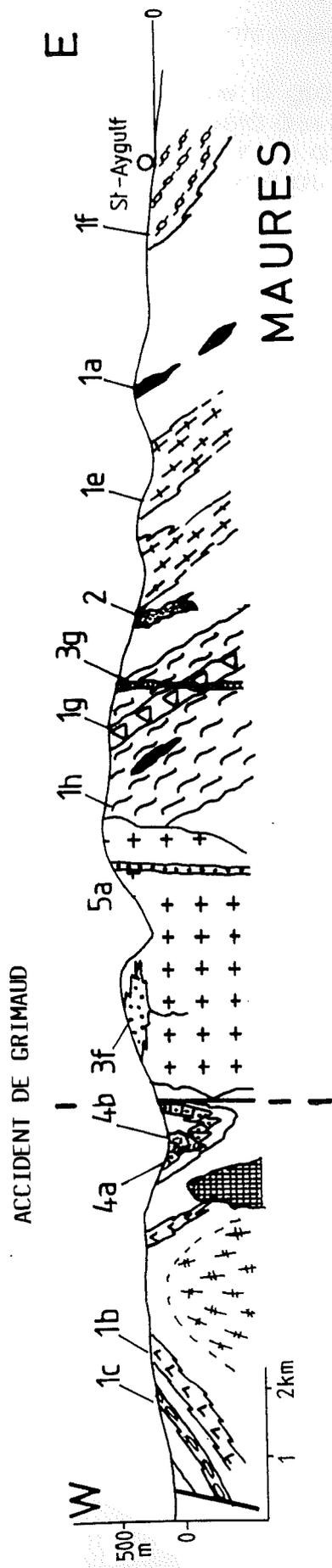
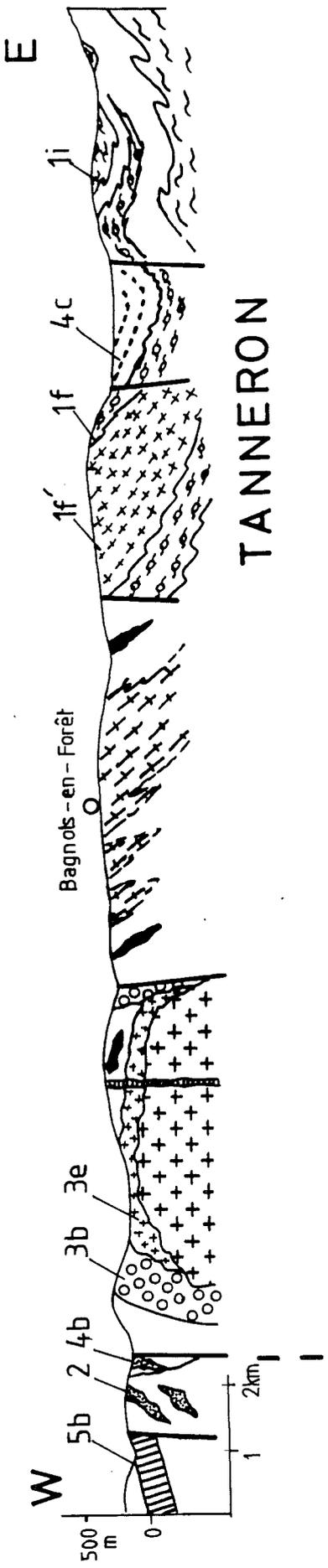
-  3g. Micromonzogranite alumineux en filons
-  3f. Leucogranite alumineux miarolitique
-  3e. Granite du Rouet à grain fin
-  3d. Granite porphyroïde alumineux du Rouet
-  3c. Granite porphyroïde alumineux de Plan-de-la-Tour
-  3b. Tonalite de Prignonet - Fontcounille - Reverdi
-  3a. Granite calco-alkalin de l'Hermitan

2. MAGMATISME SYNMETAMORPHE

-  2. Leucogranite alumineux orienté en amas

1. MAGMATISME ANTEMETAMORPHE

-  1i. Leptynites des Adrets
-  1h. Gneiss migmatitiques type Peygros et Auribeau
-  1g. Gneiss à biotite et hornblende
-  1f. Gneiss mylonitiques ocellés des Issambres et de la Moure; 1f' : Orthogneiss du Bois de Bagnols
-  1e. Orthogneiss alumineux du Fournel et du Rioutard
-  1d. Orthogneiss alumineux de la Garde-Freinet
-  1c. Orthogneiss alumineux de Bormes
-  1b. Complexe leptyno-amphibolique
-  1a. Lentilles d'éclogites amphibolitisées



ARRET n°4: Orthogneiss du Fournel.

L'orthogneiss du Fournel aval constitue une bande cartographique de 1000 à 1500 m de large, d'orientation N20. Il fait partie d'un ensemble d'orthogneiss migmatitiques, de chimisme alumineux, intercalés dans la formation des gneiss des petites Maures et dans celle du Reyran amont qui lui correspond dans le massif du Tanneron.

Cet orthogneiss présente plusieurs faciès différents avec des passages progressifs entre eux:

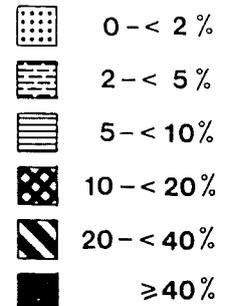
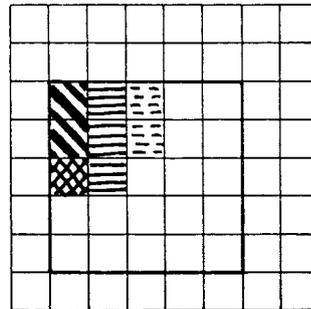
a) un **faciès à texture granitique conservée** à grain moyen (2-4 mm) non porphyroïde à biotite. Il présente cependant déjà des marques de déformation, les feldspaths étant en voie de polygonisation et le quartz étant polycristallin. Il passe ainsi à un faciès blastomylonitique à minéraux originels très étirés et à travées de biotite et sillimanite.

b) un **faciès métatextitique**. On voit dans l'orthogneiss précédent se développer des mobilisats leucocrates à grain fin.

c) un **faciès de diatexite litée**. Cette roche de type "embréchite" est caractérisée par son litage millimétrique régulier et son homogénéité sur des épaisseurs relativement importantes. En lame mince, elle ne montre plus de cristaux reliques.

Cet affleurement montre donc la migmatisation d'un ancien granite allant jusqu'à une migmatite homogène.

ZIRCON: population typiquement anatectique dont les cristaux montrent des noyaux reliques très nombreux et divers.
Ech. MA.95.6.



On reprendra la D7 en direction de Roquebrune-sur-Argens. En se rapprochant de la localité, on aperçoit à l'ouest le majestueux Rocher de Roquebrune constitué de conglomérats et d'arkoses conglomératiques permien (formation de la Serre). Ces dépôts de type torrentiel constituaient un vaste cône de déjection établi au pied de l'escarpement de la faille de Roquebrune, alimenté par le démantèlement du granite de Plan-de-la-Tour, situé immédiatement au Sud. L'érosion récente a conduit à une inversion de relief/ l'ancien cône établi dans le graben permien domine actuellement le granite qui constituait la bordure du horst voisin. Ces dépôts grossiers de couleur brune sont visibles sous l'ancien village que l'on contourne pour prendre la route du Col de Valdingarde.

La route s'élève alors rapidement, offrant de belles vues sur la dépression permienne et au delà sur le massif de l'Estérel et les entablements rhyolitiques de l'Estérel occidental. Elle recoupe essentiellement les gneiss migmatitiques rubano-oillés de Peygros.

ARRET n°5: Orthogneiss de Valdingarde - La Mère.

Il s'agit de gneiss sombres à biotite associés à des gneiss à hornblende, que l'on retrouve dans les synformes du secteur de Tanneron.

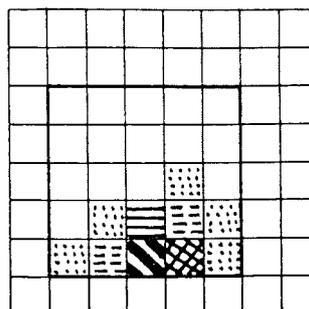
Ces gneiss biotitiques ou amphiboliques présentent de beaux mobilisats tonalitiques d'épaisseur centimétrique à grosses hornblendes poecilites. Les autres minéraux des mobilisats sont le plagioclase An45, le quartz et parfois le microcline.

ORTHOgneiss DE VALDINGARDE

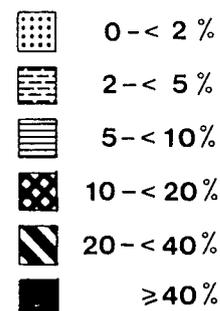
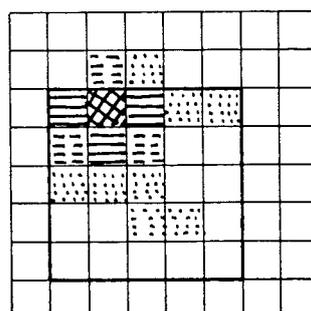
(à amphibole : MA 194)

ZIRCON: population très distincte des populations anatectiques, montrant des caractères typologiques calco-alcalins totalement préservés.

Pour comparaison, on évoquera les populations des migmatites et la possibilité d'utiliser les noyaux des zircons pour remonter au protolithe (cf. article ci-après Pupin, 1994).



MIGMATITE DE VALDINGARDE (MA. 201)

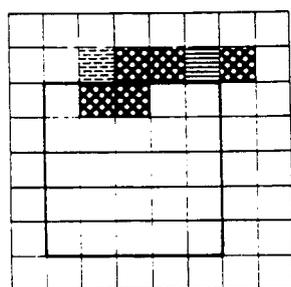


ARRET n°6: Filons de pegmatites (secteur Sud de La Mère).

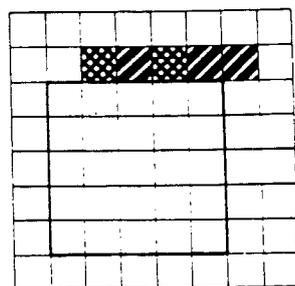
Les gneiss migmatitiques sont traversés ici par des filons métriques de pegmatites à quartz, feldspah potassique, oligoclase An₁₅, tourmaline, grenat, muscovite, anatase et zircon. Les minéraux accessoires sont microscopiques. Cet arrêt est l'occasion d'évoquer le rôle de la phase fluide magmatique (notamment H₂O) sur la cristallisation et les caractères géochimiques des zircons.

ZIRCON: populations très évoluées (types L et G), avec de fréquents groupements cristallins de zircons bistres ou bruns, enrichis en éléments en traces (MA.186 et TA.180).

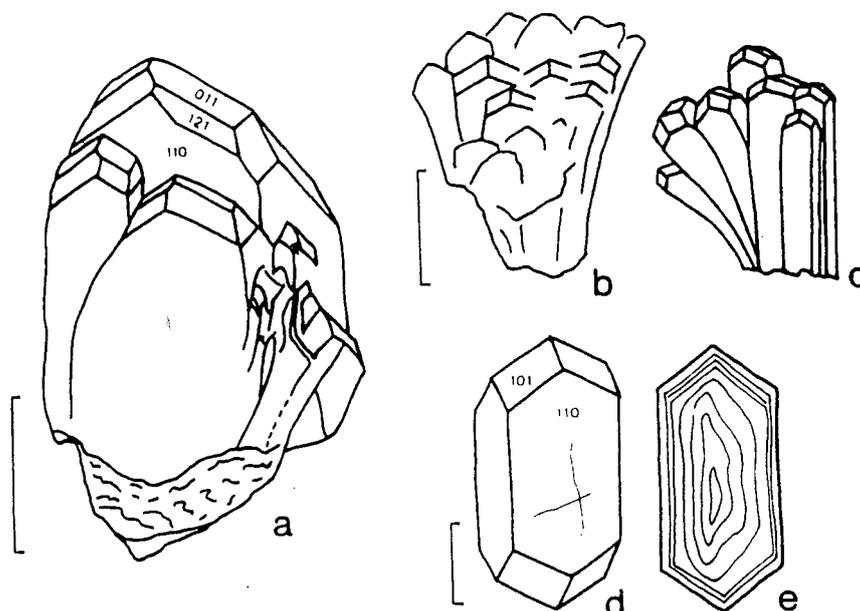
une échelle = 0,1 mm



TA.180



MA.186



ARRET n°7: Monzogranite porphyroïde de Plan-de-la-Tour.

Ce massif granitique constitue le plus grand des affleurements provençaux. Il se poursuit au Nord au delà du graben permien du Muy par le granite du Rouet, et au Sud de Grimaud, dans la presqu'île de Saint-Tropez par le granite cataclasé de Gigaro. Cet axe magmatique granitique de plusieurs dizaines de km est accompagné de tonalites également carbonifères.

A partir du Col de Gratteloup, on empruntera la D25 en direction du Muy. Cette route, qui présente une suite de portions rectilignes, emprunte une étroite dépression morphologique correspondant à l'accident du Couloubrier d'orientation N160, véritable trait de scie recoupant les surfaces d'aplanissement tertiaires développées sur le granite de Plan-de-la-Tour et son encaissant migmatitique. Le contact entre le granite et son encaissant est franchi au niveau de la chapelle St Donat.

Arrêt de la carrière des Preyres.

Le granite de Plan de la Tour, souvent altéré à l'affleurement, pourra être observé dans la grande carrière située en bordure de l'ancienne D25. Cette carrière permet trois ensembles d'observations intéressants:

a) à l'est, un front de taille frais dans le granite montre en particulier la fluidalité magmatique soulignée par l'alignement des mégacristaux de feldspath potassique et la présence d'enclaves plus basiques à grain fin dites "microgrenues sombres" (Didier, 1964).. Certains des blocs disposés en bordure de route montrent d'autres particularités: amas subpegmatitiques miarolitiques à cordiérite et muscovite, schlierens biotitiques,...

Les faciès principaux du granite porphyroïde de Plan de la Tour varient du monzogranite à la granodiorite. La roche est composée de quartz, feldspath potassique (orthose-microcline), plagioclase (oligoclase-andésine), biotite, muscovite secondaire, chlorite, apatite, zircon, monazite (Triat, 1968; Pupin, 1976; Amenouz, 1988).

b) la partie supérieure de la carrière montre un profil d'altération d'une dizaine de mètres de puissance conduisant à une arène pulvérulente à feldspaths potassiques fracturés et altérés (Chevalier, 1984).

c) le granite est recoupé par un filon de rhyolite fluidale subvertical prismé de 4 mètres de large. La même caisse filonienne a permis l'intrusion de petits filons de dolérite de couleur vert sombre. Le filon des Preyres qui apparaît dans cette carrière peut être suivi sur environ 2,5 km. Ces filons acides associés à des venues basiques d'orientation E-W se trouvent dans la partie Nord du granite de Plan de la Tour et sont d'âge permien (environ 270 m.a., Zheng et al., 1992).

Enfin, on pourra observer environ 1 Km plus au Nord le contact faillé entre le granite et les arkoses conglomératiques permienes. Il est souligné par des filons et filonnets à quartz-barytine.

ZIRCON:

a) le granite de Plan de la Tour appartient au groupe génétique des monzogranites-granodiorites alumineux à cordiérite d'origine essentiellement crustale (type "Margeride"). Ce groupe est parfaitement distinct des monzogranites porphyroïdes calco-alcalins potassiques bien représentés également dans la chaîne hercynienne (est du Massif Central, Balagne en Corse).

b) les filons rhyolitiques montrent des populations cristallisées dans des magmas alcalins plus ou moins hydratés.

c) les arkoses du Rocher de Roquebrune montre une population bimodale avec zircons du granite de Plan de la Tour et zircon de rhyolites alcalines.

DISTRIBUTION DES GRANITES DU ROUET (cercles vides) ET DU PLAN DE LA TOUR (cercles pleins) DANS LE DIAGRAMME QAP et COMPOSITION DES BIOTITES.

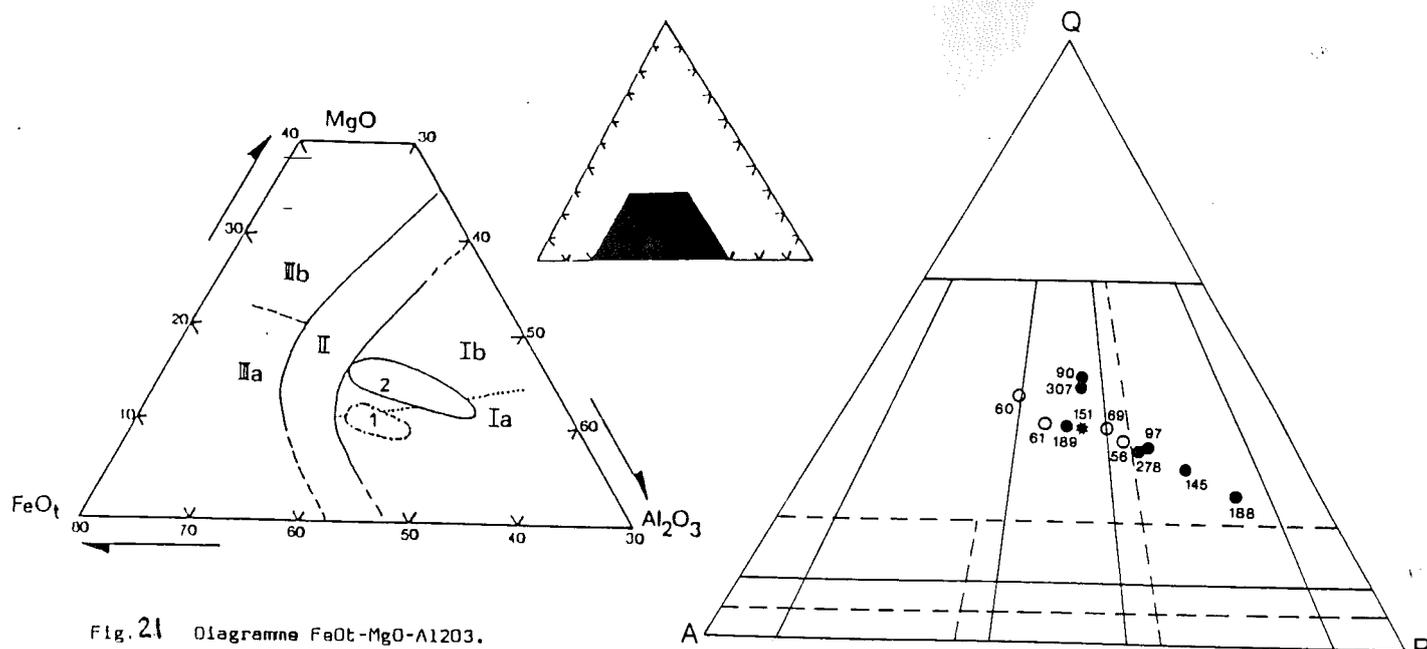


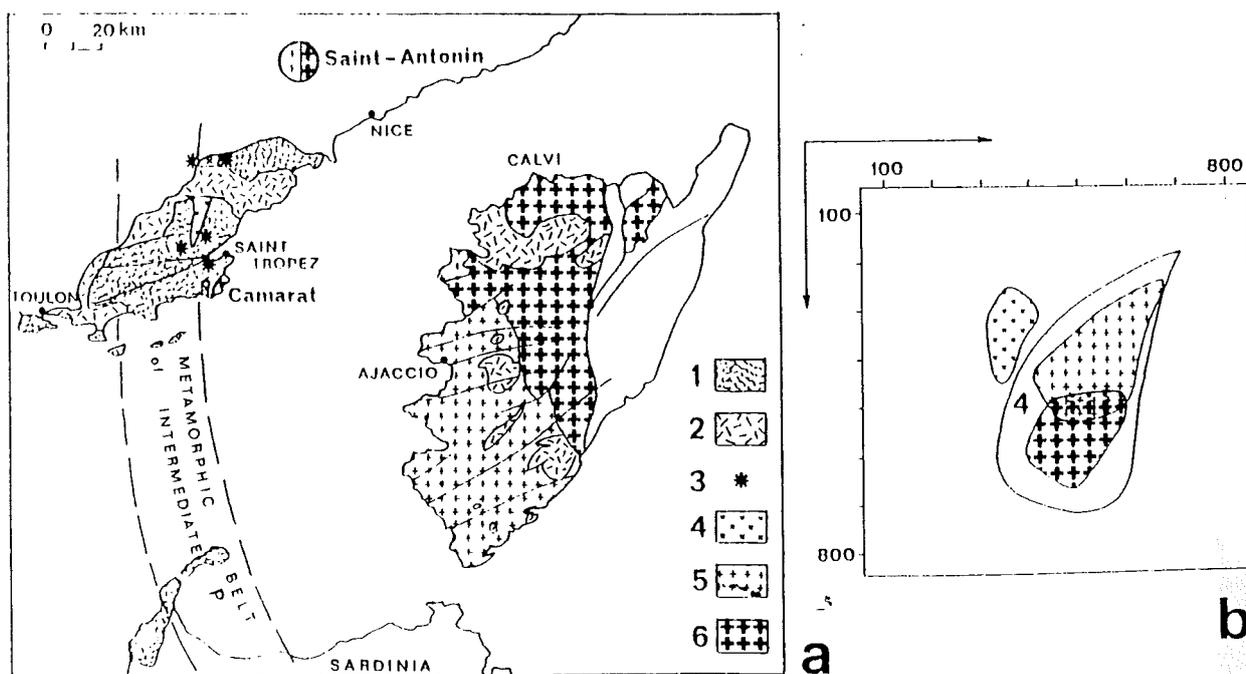
Fig. 21 Diagramme FeO_t-MgO-Al₂O₃.
 Ia: domaine alumineux.
 Ib: domaine alumineux potassique.
 II: domaine calco-alcalin.
 IIIa: domaine ferro-potassique.
 IIIb: domaine magnésio-potassique.

Distribution des échantillons des granites du Rouet et du Plan de la Tour dans le diagramme Q-A-P (traits pleins : limites Jung et Brousse ; tiretés : Streckeisen).

(P.Rossi et al. 1987)

- 1: biotites des leucogranites à biotite et cordiérite.
- 2: biotites du granite de Plan de la Tour.

ZONALITE MAGMATIQUE DE PROVENCE ET CORSE A L'HERCYNIEN.



— Magmatic zoning (a) of Provence-Corsica with (1) metamorphic rocks, (2) Permian, (3) Hercynian tonalites and associated granites, (4) anatectic granites of group 3: Rouet-Plan de la Tour-Gigaro, (5) calc-alkaline granites with $\bar{T} < 500$, (6) calc-alkaline and K calc-alkaline granites with $\bar{T} > 500$. Corsica-Sardinia block in its pre-derive position (data after WESTPHAL et al., 1976, TOURÉ et al., 1981, PUPIN, 1985, AMENZOU et al., 1986). Corresponding mean points distribution of zircon populations (b), 4 = calc-alkaline granites domain.

GRANITE DU
PLAN DE LA
TOUR.

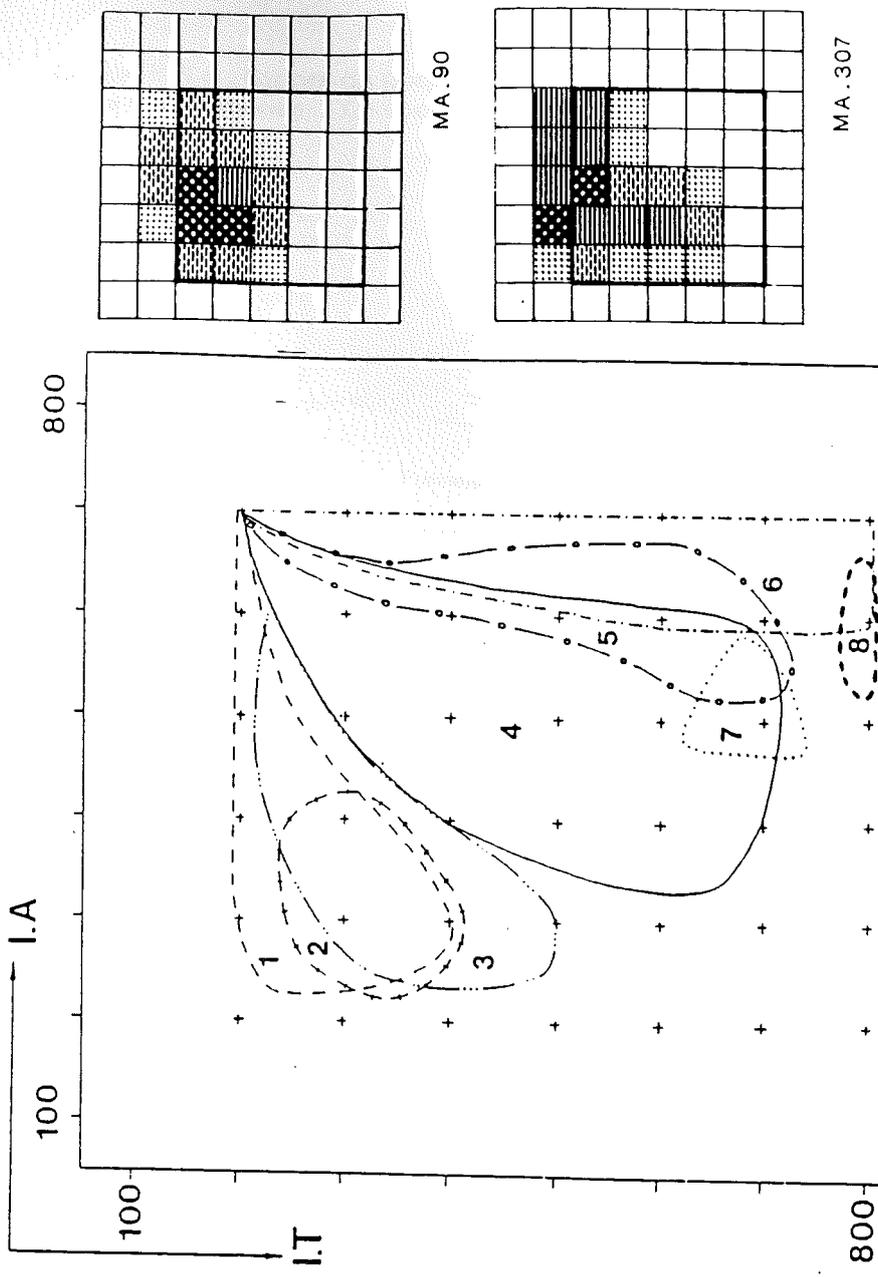
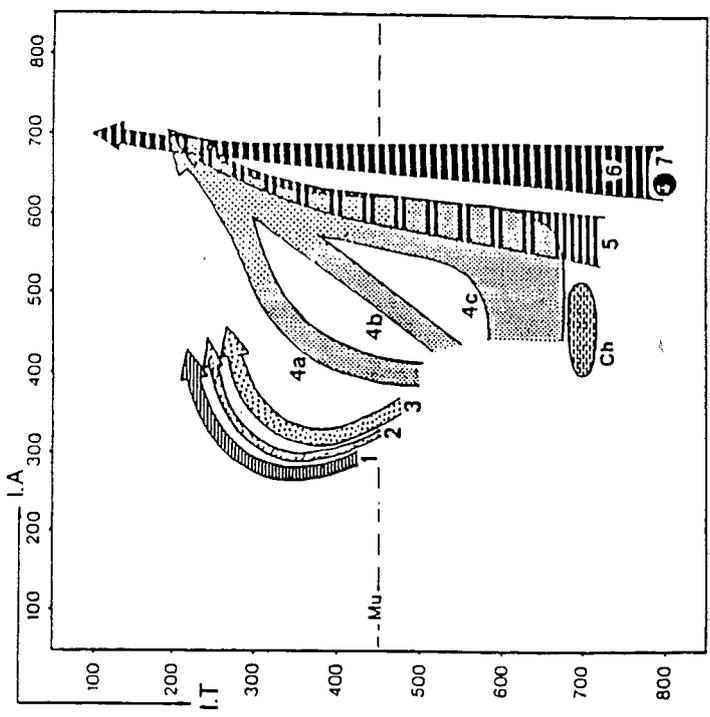
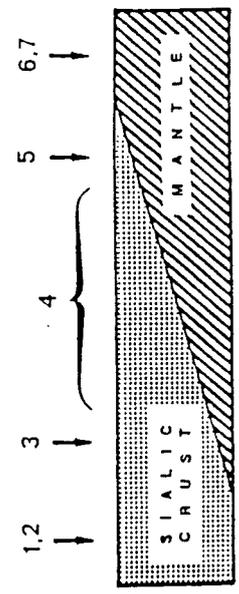


Fig. A7 : Domains de répartition typologique (points moyens) des zircons des principaux ensembles granitiques :
 - granites entièrement ou essentiellement d'origine crustale sialique (anatectite) : 1/ leucogranites alumineux à silicate(s) d'alumine autochtones ou intrusifs ; 2/ monzogranites et granodiorites (sub)-autochtones, généralement à modules de cordillère ; 3/ monzogranites granodiorites porphyroïdes intrusifs à cordillère automorphe.
 - granites hybrides, d'origine crustale + mantélique ; (4/ calco-alcalin et magnésio-potassique ; 5/ ferropotassique ; 7/ (1) : tholéiitique continental type Brève, Massif central français).
 - granites entièrement ou essentiellement mantéliques : 6/ alcalins et hyperalcalins (hypersolvus : $\bar{T} > 640$; transsolvus : $\bar{T} = 590$; subsolvus $\bar{T} < 590$) ; 8/ tholéiitique océanique ; plagiogranites.



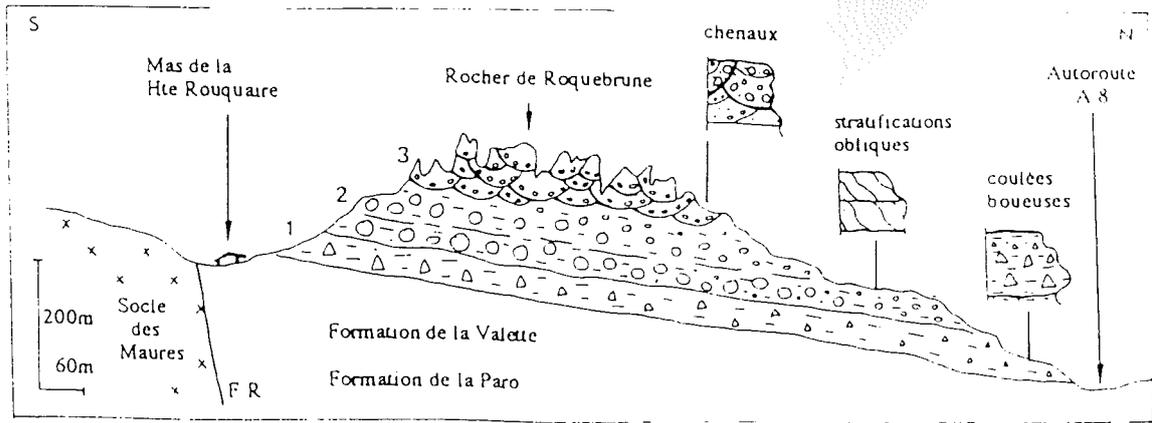
Distribution of mean points and mean Typological Evolutionary Trends of zircon populations (PUPIN, 1980) from: Aluminous anatectic granites: (1) aluminous leucogranites; (2) (para)autochthonous monzogranites and granodiorites; (3) intrusive aluminous monzogranites and granodiorites. - Hybrid granites of crustal + mantle origin: (4 a, b, c) calc-alkaline series granites (dark dotted area = granodiorites + monzogranites; clear dotted area = monzogranites + alkaline granites); (5) sub-alkaline series granites. - Granites of mantle or mainly mantle origin: (6) alkaline series granites; (7) tholeiitic series granites. - Mu, limit of the muscovite granites (I.T. = 450); Ch, magmatic charnockites area.



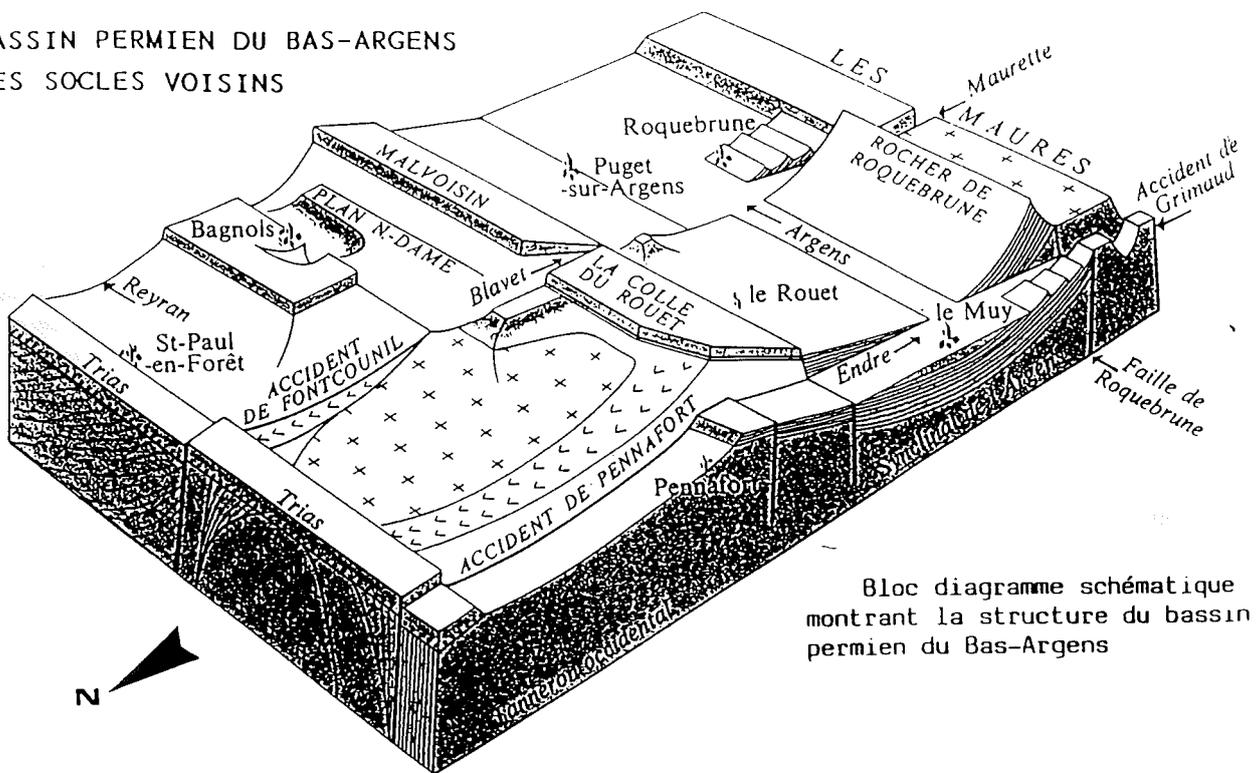
Schematic diagram summarizing origin of material for different stocks of granites (I to 7)

Classification génétique des granites et origine du matériel des différents groupes.

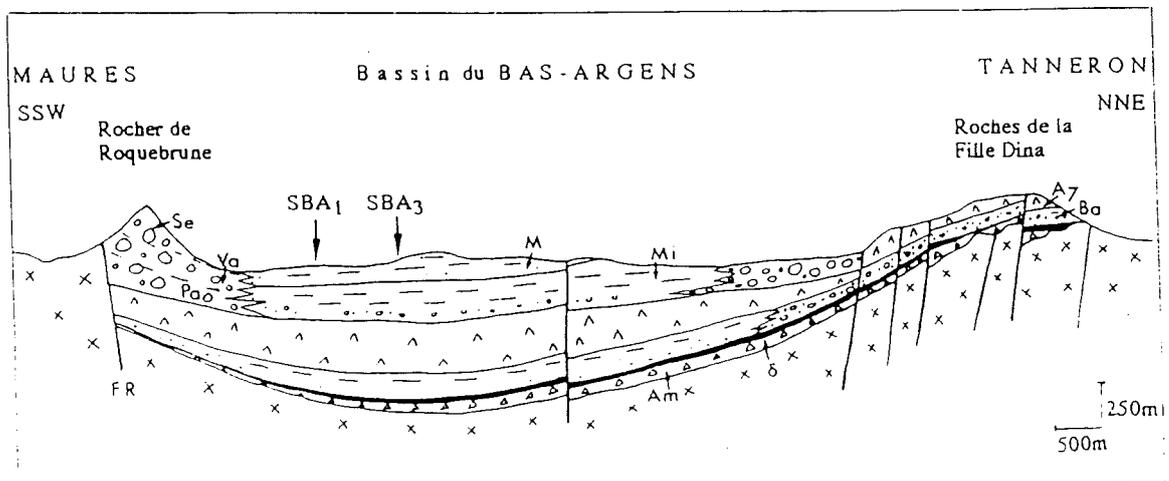
Coupe N-S du Rocher de Roquebrune: membres inférieur 1, médian 2, supérieur 3. ΔΔ = brèches; OO = conglomérats; XX = socle varisque (selon documents Toutin et Crévola).



LE BASSIN PERMIEN DU BAS-ARGENS ET LES SOCLES VOISINS



Bloc diagramme schématique montrant la structure du bassin permien du Bas-Argens



- Coupe N-S dans le Bassin du Bas-Argens.

Δ Δ : coulées volcaniques acides; δ : volcanisme basique; x x : socle; Δ Δ brèches; o o conglomérats; — grès, - - - argiles; FR faille de Roquebrune; SBA sondage; Am : Formation d'Ambon; Ba : Formation de Bayonne; Mi : Formation du Miton; Pa : Formation de la Paro; M : Formation du Muy; Va : Formation de la Valette; Se : Formation de la Serre.

LA PROVENCE VARISQUE : STRUCTURE ET ÉVOLUTION GÉOLOGIQUE ANTÉ-TRIASIQUE

Gilbert CREVOLA¹, Jean-Pierre PUPIN² et Nadège TOUTIN-MORIN³

RÉSUMÉ — La Provence varisque est composée des massifs métamorphiques et granitiques des Maures et de Tanneron, et des bassins permians bordiers à remplissage sédimentaire et localement volcanique dans le massif de l'Estérel.

La série métamorphique est caractérisée par : (1) l'abondance, notamment à sa base, d'orthogneiss dont certains sont datés à 550-600 Ma, (2) l'existence d'intercalations d'amphibolites, parfois associées à des leptynites, témoignant d'un magmatisme bimodal de distension, daté à 500 Ma, (3) la présence à sa partie supérieure de formations métasédimentaires, datées par des graptolites du Silurien. L'existence de discontinuités tectoniques, la rareté des datations et la difficulté des corrélations ne permettent pas la mise sur pied d'une lithostratigraphie continue, ni la reconnaissance définitive d'un couple socle-couverture.

L'âge exact de l'évolution tectonométamorphique (Dévono-Carbonifère ou uniquement Carbonifère) reste à préciser. Elle se caractérise par une succession de trois phases tectoniques principales subhomoaxiales, dont les deux premières sont contemporaines d'un métamorphisme barrowien, lui-même précédé par un épisode de haute pression. Les structures majeures sont des plis kilométriques subsociaux de deuxième phase et des dômes et cuvettes décakométriques de troisième phase. L'existence de grandes nappes synmétamorphes n'est pas démontrée en Provence.

La fin du cycle varisque est marquée, du Viséen au Stéphaniens, par un plutonisme calco-alcalin hybride et crustal alumineux, caractéristique de la fin d'une période de subduction-collision. Avec le plutonisme corse contemporain, ils déterminent une zonalité magmatique, à polarité W-E. Ce magmatisme est relayé au Permien moyen et supérieur par un volcanisme anorogénique alcalin acide et basique, qui accompagne l'individualisation de grabens E-W.

L'évolution tectonométamorphique et le magmatisme sont caractéristiques d'une chaîne de collision et analogues à ceux d'autres régions de la zone interne de la chaîne varisque.

Provence varisque, Maures, Tanneron, Estérel, Cycle varisque, Métamorphisme barrowien,
Plutonisme, Chaîne de collision

Variscan Provence : Structure and Ante-Triassic Geologic Evolution

ABSTRACT — Variscan Provence is made up of the Maures and Tanneron metamorphic and granitic massifs and of bordering Permian basins with sedimentary and locally volcanic fills as in the Esterel massif.

The metamorphic series is characterized by (1) the abundance, particularly at its base, of orthogneiss masses, some of which are dated at 550-600 Ma, (2) the existence of intercalated amphibolites sometimes associated with acid gneisses, which account for a bimodal magmatism related to a phase of crustal stretching and dated at 500 Ma, (3) the occurrence within its metasedimentary upper part of a graptolite fauna, of Silurian age. The occurrence of tectonic discontinuities, the scarcity of radiometric dates and problematic correlations allow neither the setting up of a continuous lithostratigraphy nor the rigorous differentiation of a basement and a cover.

The tectonometamorphic evolution is characterized by a succession of three main subhomoaxial tectonic phases, of which the two first are linked to a Barrovian metamorphism itself preceded by high pressure episode. The age of the tectonometamorphic evolution (Devonian to Carboniferous or confined solely to the Carboniferous) requires

¹ Université Michel de Montaigne-Bordeaux III, Institut de Géodynamique, 33405 Talence Cedex, France

² Université de Nice, Laboratoire de Pétrologie-Minéralogie, Parc Valrose, 06034 Nice Cedex, France

³ Université d'Orléans, Laboratoire de Géologie Structurale, BP 6759, 45067 Orléans Cedex 2, France

further refinement. The major structures are subisoclinal kilometric folds of the second phase and decakilometric domes and basins of the third one. Large synmetamorphic overthrusts have not been recognized in Provence.

The end of the Variscan cycle, from the Visean to the Stephanian, was marked by hybrid calcalkaline and peraluminous crustal plutonism related to the end of a subduction-collision phase. Together with the coeval Corsican plutonic massifs, the provençal plutonic massifs defined a magmatic zoning with a W-E polarity. This plutonism was followed by middle and upper Permian anorogenic acid and basic alkaline volcanism associated with the development of E-W trending grabens.

The tectonometamorphic evolution and the magmatism are characteristic of a collision belt and are similar to those of areas belonging to the axial zone of the variscan fold belt.

Variscan Provence, Maures, Tanneron, Esterel, Variscan Cycle, Barrovian Metamorphism,
Plutonism, Collision belt

I - INTRODUCTION

Dans le SE de la France, la Provence varisque, isolée en bordure de la Méditerranée, constitue l'un des fragments de la branche méridienne de la zone interne de la chaîne varisque ouest-européenne (ARTHAUD et MATTE, 1974 ; AUTRAN et COGNÉ, 1980 ; MATTE, 1986). Si ses rapports avec le Massif Central, les massifs cristallins externes des Alpes et la zone axiale des Pyrénées ne sont pas clairement établis, de nombreux arguments montrent qu'elle formait aux temps varisques, avec le bloc corso-sarde, un ensemble unique, fragmenté au Tertiaire par l'ouverture du bassin nord-Baléare (VELLUTINI, 1977 ; ORSINI *et al.*, 1980).

1. Architecture générale

Allongée sur 110 km, depuis le cap Sicié à l'Ouest de Toulon, jusqu'à Vallauris à l'Est de Cannes, la Provence varisque comprend quatre ensembles géographiques et géologiques principaux (fig. 1A)¹ :

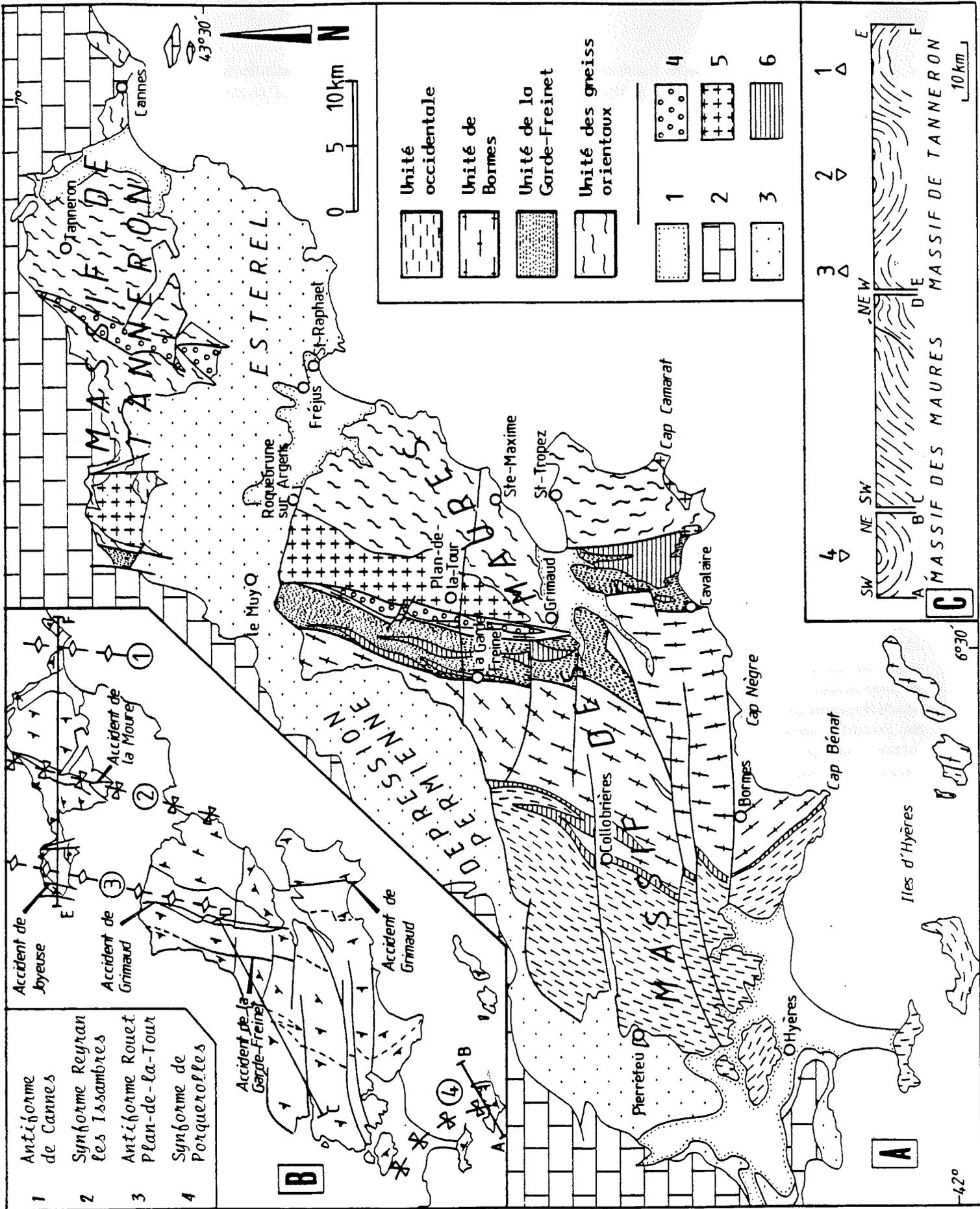
- le massif des Maures, auquel se rattachent les petits massifs des environs de Toulon et les îles d'Hyères ;
- le massif de Tanneron, qui constitue le prolongement du massif des Maures ;
- la dépression permienne, qui à l'Ouest et au Nord ceinture le massif des Maures ;
- le massif volcanique permien de l'Estérel qui prolonge vers l'Est la dépression permienne.

Maures et Tanneron sont constitués de formations métamorphiques à structuration varisque, traversées par des granitoïdes d'âge carbonifère. Par leur allongement perpendiculaire aux structures de direction sub-méridienne, ces deux massifs permettent d'étudier une transversale d'environ 80 km, montrant dans sa moitié ouest des formations épi- à mésozonales qui passent, dans sa moitié est, à des formations essentiellement migmatitiques.

Maures, Tanneron, dépression permienne et Estérel sont compartimentés par des accidents de direction générale N-S et E-W qui ont joué à plusieurs reprises. Les premiers ont contrôlé l'installation de bassins houillers subméridiens. Les seconds, actifs pendant tout le Permien, ont permis l'individualisation de grabens

¹Fig.1 - A : Carte géologique synthétique de la Provence varisque (1 : terrains récents ; 2 : Trias et Jurassique ; 3 : Permien ; 4 : bassins houillers stéphanien ; 5 : granitoïdes ; 6 : formations d'amphibolites.) B : Carte structurale schématique de la Provence varisque. C : Coupe synthétique montrant les grandes structures tardives définies par l'attitude de la foliation.

A : Synthetic geological map of Variscan Provence (1 : younger strata ; 2 : Triassic and Jurassic ; 3 : Permian ; 4 : Stephanian coal basins ; 5 : granitoids ; 6 : amphibolite formations). B : Structural sketch-map of Variscan Provence. C : Synthetic cross-section showing major late structures as evidenced by foliation attitude.



et contrôlé leur évolution sédimentaire et volcanique. Sur les bordures orientale et septentrionale de la Provence cristalline, le Trias détritique repose sur le socle métamorphique, comme sur les terrains permien arasés.

2. Historique et bilan des études

Trois grandes périodes peuvent être distinguées dans l'étude de la Provence varisque :

- la première période correspond aux travaux de la fin du siècle dernier et de la première moitié de ce siècle, qui ont permis un premier inventaire lithologique et la mise sur pied d'un canevas tectonique, encore limité aux accidents néo- ou post-varisques (BERTRAND, 1887 ; WALLERAND, 1889 ; MICHEL-LÉVY, 1910 ; LUTAUD, 1924 ; DEMAY, 1927) ;
- la deuxième période, qui correspond aux années 50 et 60, est marquée par les travaux généraux de GUEIRARD sur le massif des Maures (1957) et de BORDET sur l'ensemble de la Provence varisque (1951, 1957, 1961). Ces travaux fournissent une première vision d'ensemble de la constitution lithologique et de la structure de la Provence varisque. Ils aboutissent à une couverture cartographique à 1/50 000 (7 cartes, dues essentiellement à BORDET, dont la parution s'échelonne de 1966 à 1976) qui va constituer le document de base pour les études de la période suivante ;
- la troisième période correspond aux nombreux travaux des 20 dernières années, qui font appel aux méthodes modernes d'étude des socles et des ensembles volcaniques et à de nouveaux concepts pétrologiques et géodynamiques. Ils concernent des secteurs limités, dont l'étude cartographique est reprise en détail (BOUCARUT, 1963 ; MALUSKI, 1968 ; ORSINI, 1968 ; BOUCARUT, 1971 ; GIRAUD *et al.*, 1975 ; SEYLER, 1975 ; LE MARREC, 1976 ; CREVOLA, 1977 ; CONTI, 1978 ; OLIVES BAÑOS, 1979 ; BASSO, 1985 ; CREVOLA, 1991) ou sont d'ordre thématique (ROUBAULT *et al.*, 1970 a et b ; MAQUIL, 1976 ; PUPIN, 1976 ; TOUTIN, 1981 ; CARUBA, 1983 ; DE GROULARD, 1983 ; BAUDEMONT, 1985 ; CREVOLA, 1985 ; SEYLER, 1986 ; AMENZOU, 1988 ; VAUCHEZ et BUFALO, 1988 ; LANCELOT *et al.*, 1991).

La revue critique de l'ensemble des travaux réalisés jusqu'à la fin des années 80 conduit à un bilan contrasté. Ainsi, l'évolution néo-varisque à post-varisque apparaît bien connue aussi bien du point de vue du magmatisme que des relations entre tectonique et sédimentation, et de fructueuses comparaisons ont été effectuées avec le bloc corso-sarde. En revanche, la connaissance du socle métamorphique apparaît moins assurée. D'une part les travaux récents ont apporté beaucoup de données nouvelles qui modifient les interprétations structurales antérieures de nombreux secteurs et permettent de préciser les caractères lithostructuraux des séries et de jalonner l'évolution tectonométamorphique. D'autre part, en l'absence d'une synthèse cartographique nouvelle et étant donné la rareté des datations radiométriques, la structure d'ensemble comme l'évolution géodynamique restent en partie mal connues et font parfois l'objet d'interprétations divergentes.

II - LA SÉRIE MÉTAMORPHIQUE DES MAURES ET DU TANNERON

1. Repères chronologiques

L'âge de la série métamorphique peut être approché grâce à quelques repères paléontologiques et géochronologiques.

- La présence, dans les quartzites du Fenouillet, d'un banc de schistes noirs contenant des graptolites d'âge silurien moyen (Llandovery sup. à Taranonien inf.) permet de dater le sommet connu de la série (SCHOELLER, 1938 ; GUEIRARD *et al.*, 1970).

- Les orthogneiss de Bormes représentent d'anciens granites cadomiens, mis en place vers 550-600 Ma (âge Rb/Sr¹, MALUSKI, 1971), ou plus précisément vers 580 Ma (âge ³⁹Ar/⁴⁰Ar, MALUSKI et GUEIRARD, 1978).
- Des leptynites appartenant au paléomagmatisme bimodal des Maures occidentales et centrales, considéré comme intercalé dans la série métasédimentaire (CARUBA, 1983 ; SEYLER, 1983), ont été datées aux environs de 500 Ma, c'est-à-dire à la limite Cambrien-Ordovicien (âges U/Pb sur zircons, LANCELOT *et al.*, 1991).

Ainsi, ces données montrent, au moins pour les Maures occidentales et centrales, l'existence d'une série du Paléozoïque inférieur avec, à sa partie inférieure, des granites sans doute cadomiens.

2. Continuité de la série

La continuité entre les Maures et le Tanneron, établie par BORDET (1961) à partir de l'identité des structures postmétamorphiques des deux massifs, est maintenant confirmée (CREVOLA, 1991) par l'identité lithologique d'un certain nombre de formations métamorphiques des deux massifs qui sont de plus dans des positions structurales analogues (fig. 1 et 3). Ainsi, dans le Tanneron, l'accident de Joyeuse constitue bien le prolongement de l'accident de Grimaud des Maures, ces deux accidents séparant des formations métamorphiques équivalentes et limitant à l'Est des formations stéphaniennes, respectivement le lambeau de Pennafort et le bassin de Plan-de-la-Tour (BORDET, 1961 ; CREVOLA, 1991).

Dans les Maures plusieurs lithostratigraphies ont été proposées, soit pour l'ensemble du massif (BORDET, 1957, 1961 ; CARUBA et TURCO, 1976), soit pour les parties centrale et orientale (SEYLER et BOUCARUT, 1978 ; CARUBA, 1983 ; SEYLER, 1983). Dans ces conceptions, les formations de micaschistes et d'amphibolites, situées de part et d'autre des gneiss de Bormes, étaient considérées comme stratigraphiquement équivalentes. Des corrélations ont aussi été tentées avec les formations des Maures orientales (CARUBA et TURCO, 1976 ; GIRAUD *et al.*, 1975). Cependant, des travaux récents (CARUBA, 1983 ; CREVOLA, 1985 ; VAUCHEZ et BUFALO, 1988) ont mis l'accent sur l'importance de deux discontinuités tectoniques qui interdisent la mise sur pied d'une lithostratigraphie continue : l'accident de la Garde-Freinet et celui de Grimaud-Joyeuse.

Dans le Tanneron, à l'Est de l'accident de Joyeuse, la série est continue malgré la coupure due au bassin stéphaniens du Reyran et à l'accident de la Moure qui le borde à l'Est.

En définitive, on adoptera ici un découpage en quatre grandes unités lithologiques ou lithotectoniques se succédant d'Ouest en Est (fig. 1, 2 et 3), proche de celui proposé par TEMPIER (1978). Il se fonde sur des différences de lithologie, d'intensité de métamorphisme, et sur l'existence des discontinuités tectoniques occasionnées par les accidents de la Garde-Freinet et de Grimaud dont la signification sera discutée ultérieurement. La première et la deuxième unités, qui sont en continuité stratigraphique, sont représentées uniquement dans les Maures. La troisième et la quatrième unités, qui ont des limites tectoniques, sont communes aux Maures et au Tanneron.

3. Les grands ensembles lithologiques (fig.2)

a) L'unité occidentale (largeur : 15 à 18 km)

Cette unité, essentiellement épizonale, de plusieurs milliers de mètres d'épaisseur, occupe la partie occidentale des Maures, sa base pouvant être fixée au toit des gneiss de Bormes. Elle est principalement constituée de monotones et épaisses formations schisteuses ou grésoschisteuses, ces dernières à alternances fines de quartzites et de schistes. Dans ces formations, s'intercalent des niveaux particuliers, continus à l'échelle de l'unité :

¹Tous les âges Rb/Sr ont été recalculés en utilisant la constante $\lambda_{Rb}^{87} = 1,42.10^{-11}.an^{-1}$

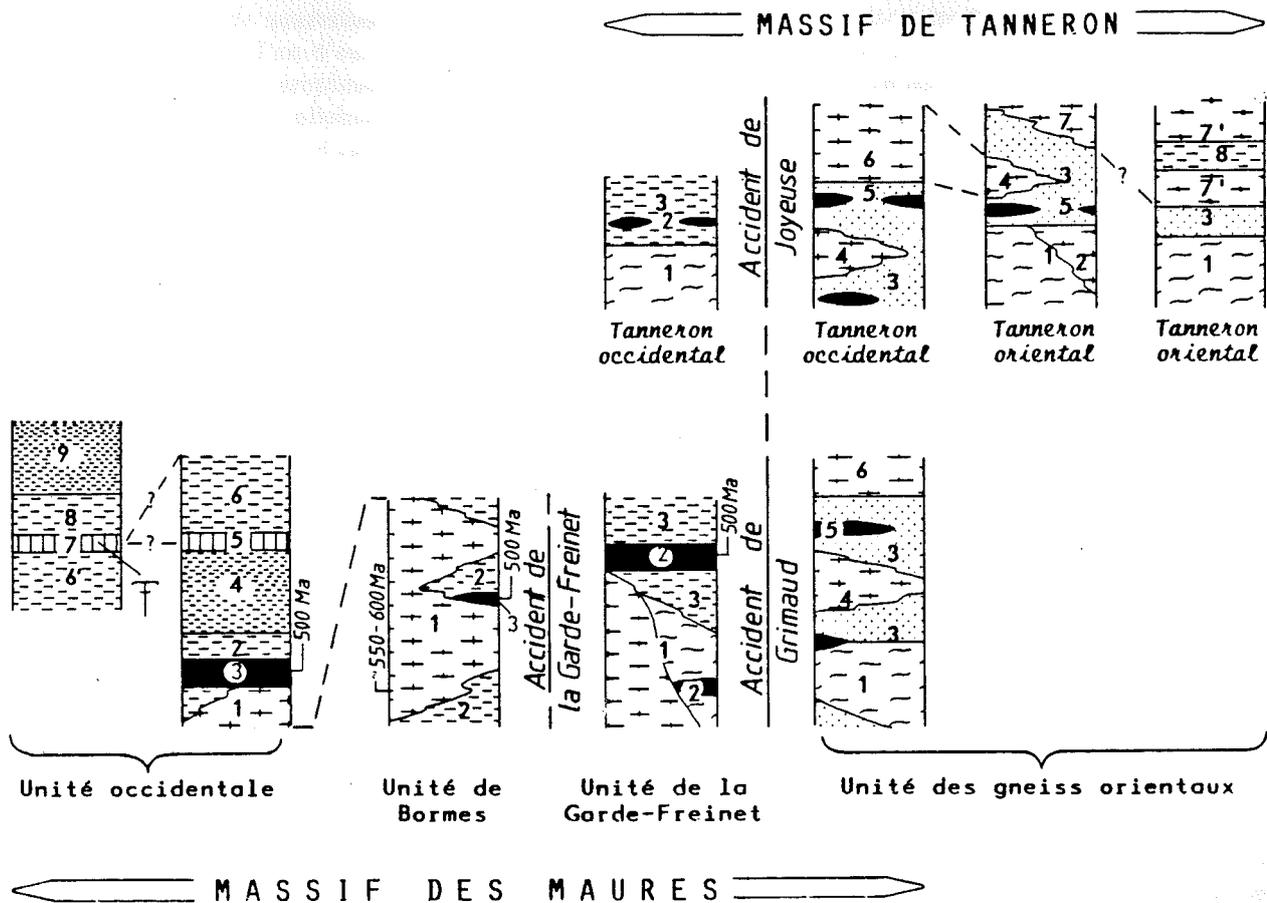


Fig.2 - Essai de lithostratigraphie synthétique des formations métamorphiques de la Provence varisque. Tentative general lithostratigraphy of Variscan Provence metamorphic formations.

Unité occidentale. 1 : orthogneiss de Bormes ; 2 : micaschistes ; 3 : amphibolites de Collobrières ; 4 : flysch-like du Loli ; 5 : quartzite du Temple ; 6 et 6' : phyllades des Maurettes ; 7 : quartzite du Fenouillet ; 8 : phyllades des Salins ; 9 : flysch-like de Porquerolles.

Unité de Bormes. 1 : orthogneiss de Bormes ; 2 : micaschistes ; 3 : amphibolites.

Unité de la Garde-Freinet. 1 : orthogneiss passant à des migmatites ; 2 : amphibolites ; 3 : micaschistes à sillimanite.

Unité des gneiss orientaux. 1 : migmatites d'Auribeau et de Peygros ; 2, 4 et 6 : orthogneiss ; 3 : gneiss micacés plagioclasiques ou à sillimanite ; 5 : amphibolites ; 7 : leptynite des Adrets ; 7' : gneiss leptynitiques de Cannes ; 8 : micaschistes

Western sequence. 1 : Bormes orthogneisses ; 2 : mica schists ; 3 : Collobrières amphibolites ; 4 : Loli flysch-like formation ; 5 : Temple quartzite ; 6 and 6' : Maurettes phyllites ; 7 : Fenouillet quartzite ; 8 : Les Salins phyllites ; 9 : Porquerolles flysch-like formation.

Bormes sequence. 1 : Bormes orthogneisses ; 2 : mica schists ; 3 : amphibolites.

La Garde-Freinet sequence. 1 : Orthogneisses grading up to migmatites ; 2 : amphibolites ; 3 : sillimanite mica schists.

Eastern gneiss sequence. 1 : Auribeau and Peygros migmatites ; 2, 4 and 6 : orthogneisses ; 3 : plagioclastic and sillimanite micaceous gneisses ; 5 : amphibolites ; 7 : Les Adrets leptynites ; 7' : Cannes leptynitic gneisses ; 8 : mica schists

- des niveaux de quartzites blancs ou roses, dont l'épaisseur peut atteindre 200 m (quartzite du Temple, par exemple) ; l'un d'eux contient le niveau fossilifère du Fenouillet ;
- une formation d'amphibolites, d'amphibolites à lits de calcite, et de leptynites alcalines (formation des amphibolites de Collobrières), intercalée à la partie inférieure de l'unité et datée à 498 ± 12 Ma sur les leptynites de Rouve-Gavot.

D'autres niveaux particuliers, mais lenticulaires, sont localement intercalés dans la série :

- une intercalation de calcaires à débris de crinoïdes associée à des schistes verts et à des amphibolites, au Fenouillet ;
- des niveaux de porphyroïdes à quartz bleutés au Fédon ;
- un niveau de phthanites au cap Sicié.

On ne connaît pas, dans cette série, de formations calcaires que l'on pourrait rapprocher des calcaires cambriens de la Montagne Noire, des Cévennes ou de la Sardaigne. Le Dévonien n'a pas été mis en évidence (TEMPIER, 1978).

Plusieurs lithostratigraphies locales ou générales ont été proposées pour cette unité (BORDET, 1966 ; SEYLER et BOUCARUT, 1978 ; OLIVES BAÑOS, 1979 ; SEYLER, 1983). Elles diffèrent notamment par la place assignée au niveau fossilifère du Fenouillet, tour à tour corrélé avec divers niveaux de quartzite de la série, et par l'interprétation tectonique retenue. Au toit des gneiss de Bormes, la série est constituée d'un ensemble de micaschistes dans lequel s'intercale la formation des amphibolites de Collobrières, puis par un ensemble gréso-schisteux (flyschöide du Loli). Suivant les auteurs, ces termes sont répétés tectoniquement (SEYLER et BOUCARUT, 1978 ; SEYLER, 1983), donnant une série d'environ 2 000 m d'épaisseur, ou surmontés par des formations distinctes (BORDET, 1966 ; OLIVES BAÑOS, 1979), ce qui donne une série plus épaisse atteignant 5 000 m (fig. 2).

b) *L'unité de Bormes* (largeur : 10 à 20 km)

Cette deuxième unité, dont l'épaisseur apparente avoisine les 10 km, est surmontée à l'Ouest par l'unité précédente. Elle est localement limitée à l'Est par l'accident de la Garde-Freinet, et forme au-delà une bande de terrain allongée contre l'accident de Grimaud, interprétée comme une klippe (CREVOLA, 1985). Elle comprend essentiellement des gneiss oillés ou lenticulaires (gneiss de Bormes) et des gneiss micacés ou des micaschistes à grenat-staurotide-disthène (micaschistes à minéraux), les micaschistes et les gneiss micacés constituant apparemment des synformes étroites au sein des gneiss. A ces deux formations sont associés quelques niveaux de leptynite et d'amphibolite (groupe de Vaucaude de SEYLER, 1986).

Les gneiss de Bormes, longtemps subdivisés en ortho- et paragneiss (MALUSKI, 1968 ; SEYLER et BOUCARUT, 1978 ; SEYLER, 1983), doivent être considérés comme entièrement orthodérivés (GUEIRARD, 1982 ; CREVOLA, 1985). Ils proviennent de la blastomylonitisation plus ou moins intense de monzogranites porphyroïdes alumineux dont subsistent quelques reliques (métagranites de Barral, de l'Aire du Lac, de la route des Crêtes). Les micaschistes sont considérés comme des métasédiments constituant originellement soit la couverture (SEYLER, 1983), soit l'encaissant (CARUBA, 1983) des anciens granites. Cependant, ils pourraient résulter également de la blastomylonitisation, avec modifications chimiques, des granites originels (concept d'orthomicaschistes, CREVOLA, 1985).

c) *L'unité de la Garde-Freinet* (largeur : 3 à 6 km)

Elle est située structurellement sous l'unité précédente, dont elle est localement séparée par l'accident de la Garde-Freinet, et est limitée à l'Est par l'accident de Grimaud. Elle se poursuit dans le Tanneron, où elle se réduit à une étroite bande de terrain, allongée contre l'accident de Joyeuse. Les types lithologiques sont distincts de ceux de l'unité précédente et le passage d'une unité à l'autre se marque par une légère saute de métamorphisme (passage de la zone à disthène à celle à sillimanite, début de l'anatexie). Quatre grands types lithologiques peuvent être distingués :

- un ensemble dominant d'orthogneiss, non porphyroïdes, distincts des orthogneiss de Bormes. Parmi eux, le méta-granite à cordiérite de Moure-Jaumet peut être suivi sur une quinzaine de kilomètres (SEYLER, 1975 ; CREVOLA, 1985) ;
- des micaschistes à sillimanite, distincts des micaschistes à minéraux par leur minéralogie et leur aspect, qui peuvent constituer soit l'encaissant des orthogneiss, soit les produits de leur transformation (CREVOLA, 1985) ;
- un "complexe leptyno-amphibolique" composé d'amphibolites et de leptynites, auxquelles sont associés des métagabbros et des serpentinites, témoins d'un magmatisme bimodal, daté à 498 ± 17 Ma dans la forêt des Arcs. Pour SEYLER (1983), ce complexe se divise en deux formations distinctes, l'une pluto-nique intrusive dans une socle orthogneissique et migmatitique, l'autre volcanique dans sa couverture micaschisteuse ;
- des migmatites, dont certaines à cordiérite, bien développées dans la forêt des Arcs et dans le Tanneron.

La mise sur pied d'une lithostratigraphie reste délicate dans cette unité, encore mal connue cartographiquement, et qui contient de nombreux orthogneiss passant soit à des micaschistes soit à des migmatites.

d) *Unité des gneiss orientaux* (largeur : 15 à 39 km)

Elle correspond aux gneiss migmatitiques situés à l'Est des accidents de Grimaud et de Joyeuse, qui constituent les massifs de Sainte-Maxime, de Saint-Tropez et la majeure partie de celui de Tanneron. Dans cette unité, une lithostratigraphie synthétique peut être établie à partir de l'étude des transversales du Tanneron et du NE du massif des Maures, qui montrent des formations équivalentes (CREVOLA, 1991).

La partie inférieure de la série est constituée de migmatites litées et oillées, assez homogènes, qui affleurent dans les Maures contre le granite de Plan-de-la-Tour (migmatites de Peygros) et dans le Tanneron oriental (migmatites d'Auribeau). D'origine granitique probable, elles sont elles-mêmes traversées par des orthogneiss granitiques (orthogneiss de Tanneron) ou tonalitiques, bien caractéristiques. Au-dessus vient un ensemble paradérivé de gneiss plagioclasiques ou de gneiss micacés à sillimanite, à niveaux de cipolins et de gneiss à silicates calciques, contenant des masses importantes d'orthogneiss (orthogneiss du Fournel, du Rioutard, du bois de Bagnols, leptynite des Adrets) en intrusions pré-tectoniques et/ou en replis tectoniques. Les gneiss leptynitiques de Mandelieu et de Cannes, qui affleurent à l'extrémité orientale du Tanneron, sur une dizaine de kilomètres d'Ouest en Est, sont situés structurellement sous les migmatites de base (fig. 2 et 3A). Néanmoins, leur lithologie, proche de celle des leptynites des Adrets, et la présence en leur sein de micaschistes à staurotide-disthène-sillimanite, conduisent à les considérer plutôt comme un repli de la formation supérieure. Des niveaux basiques, consistant en des chapelets de petits massifs d'amphibolites à reliques écolitiques, s'intercalent à divers niveaux de cette série (LE MARREC, 1976 ; MAQUIL, 1976 ; CREVOLA, 1977).

4. *Vue d'ensemble sur la série métamorphique*

a) *Importance des orthogneiss granitiques*

L'origine granitique d'un grand nombre de formations de gneiss oillés ou lenticulaires, de leptynites et de migmatites de type "embréchite oillée", a été progressivement reconnue depuis une vingtaine d'années dans trois des quatre unités lithologiques distinguées (MALUSKI, 1968 ; SEYLER, 1975 ; CREVOLA, 1977 ; GUEIRARD, 1982 ; CREVOLA, 1991). Certaines de ces formations (orthogneiss de Bormes, de Moure-Jaumet, du bois de Bagnols, du Fournel, de Tanneron) renferment des reliques de taille variable (m^2 - km^2) de méta-granite peu déformé, à enclaves sombres. La pétrographie de ces métagranites (cordiérite et parfois grenat magmatiques, typologie du zircon), comme leur géochimie, montrent qu'ils appartiennent à une suite granitique alumineuse d'origine crustale. La contemporanéité des protolithes de ces divers orthogneiss, répartis dans des unités différentes et probablement situés à divers niveaux de la série, reste incertaine.

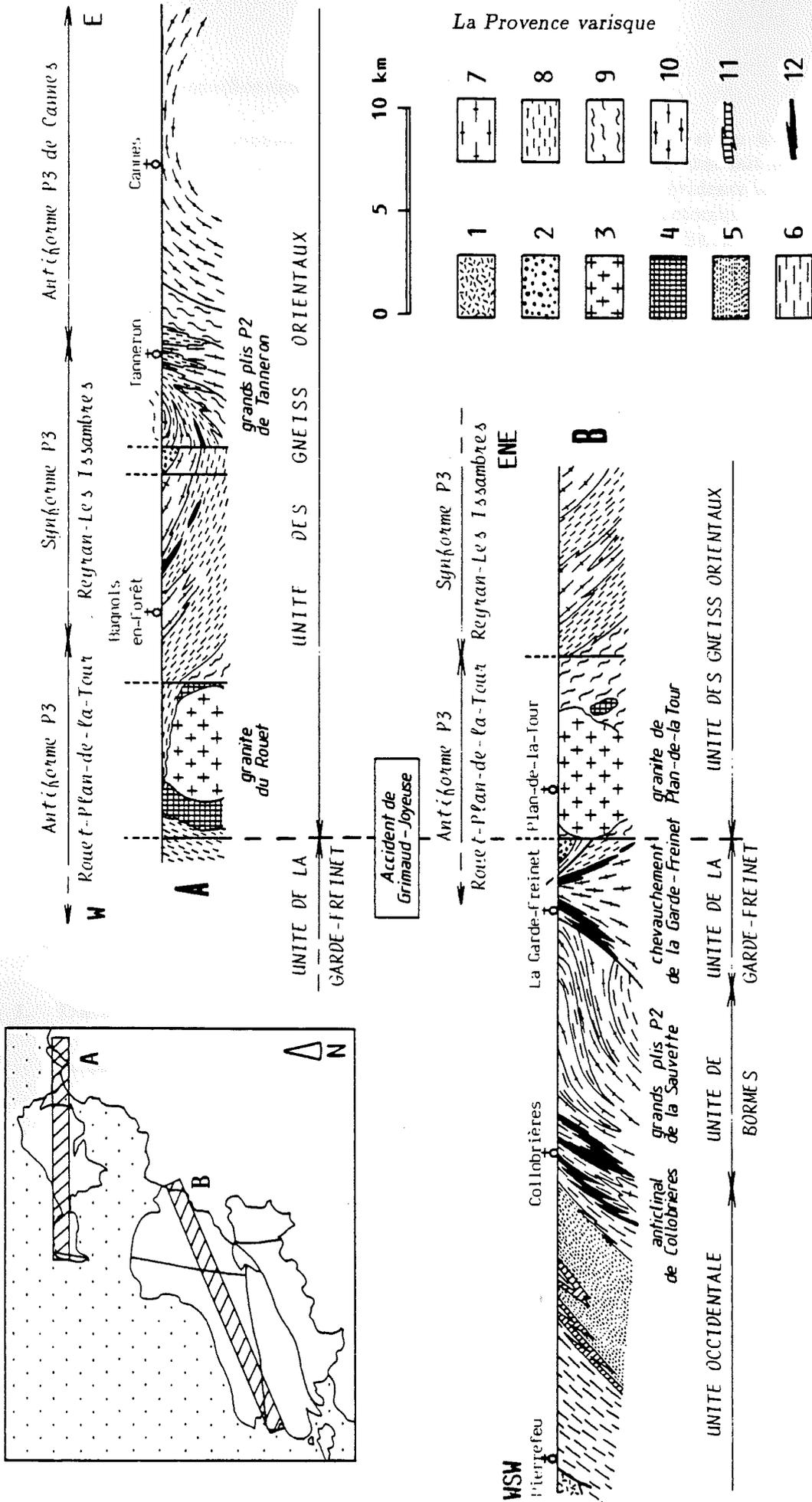


Fig.3 - Coupes géologiques synthétiques. A : Massif de Tanneron ; B : partie nord du Massif des Maures. Synthetic cross-sections. A : Tanneron Massif ; B : Northern Maures Massif

- 1 : Permien ; 2 : bassins houillers stéphaniens ; 3 : granites du Rouet et de Plan-de-la-Tour ; 4 : tonalites ; 5 : flyschoides du Loli ; 6 : phyllades et micaschistes ; 7 : orthogneiss indifférenciés ; 8 : gneiss micacés plagioclasiques ou à sillimanite ; 9 : migmatites d'Auribeau et de Peygros ; 10 : gneiss leptynitiques de Cannes ; 11 : niveaux de quartzite ; 12 : formations d'amphibolites.
- 1 : Permian ; 2 : Stephanian coal basins ; 3 : Rouet and Plan-de-la-Tour granites ; 4 : tonalites ; 5 : Loli flysch-like formation ; 6 : phyllites and mica schists ; 7 : undifferentiated orthogneisses ; 8 : plagioclasic and sillimanite micaceous gneisses ; 9 : Auribeau and Peygros migmatites ; 10 : Cannes leptynitic gneisses ; 11 : quartzite levels ; 12 : amphibolite formations.

b) Nature et signification des roches basiques

Des formations d'amphibolites, parfois associées à des leptynites et/ou à des métagabbros et à des serpentinites, sont présentes dans les quatre unités distinguées. Elles ont fait récemment l'objet d'études pétrographiques et géochimiques approfondies, destinées à mettre en évidence leurs caractères magmatiques originels, afin de préciser leur signification géodynamique et le site tectonique de leur mise en place (RICCI et SABATINI, 1978 ; SEYLER et BOUCARUT, 1979 ; CARUBA, 1983 ; SEYLER, 1986). Ces formations correspondent pour SEYLER (1986) :

- à un magmatisme basique alcalin différencié pour la formation de Collobrières de l'unité occidentale ;
- à un magmatisme basique tholéïitique non différencié à affinités continentales, associé à un magmatisme acide alcalin à hyperalcalin de différenciation ou d'anatexie crustale, pour les formations de l'unité de la Garde-Freinet ;
- à un magmatisme basique tholéïitique à affinités océaniques ou continentales pour les formations à reliques éclogitiques de l'unité des gneiss orientaux.

Bien que les caractères géochimiques originels de ces formations soient sensiblement différents, le site tectonique de leur mise en place peut néanmoins correspondre à un rift continental ou, à la limite, à un pré-rift océanique.

c) Subdivision de la série en un socle et une couverture

La subdivision de la série en un socle anté-paléozoïque intrudé par des granites cadomiens et une couverture paléozoïque, suggérée par la reconnaissance de discordances locales, a souvent été envisagée (CREVOLA, 1977 ; SEYLER et BOUCARUT, 1978 ; BOURROUILH *et al.*, 1980 ; SEYLER, 1986). Ce schéma pourrait s'appliquer aux deux unités les plus occidentales pour lesquelles il existe un cadre chronologique favorable (SEYLER, 1986) ; toutefois, l'âge et la signification des micaschistes à minéraux, intimement associés aux orthogneiss de Bormes, restent mal connus. Dans les unités orientales, l'existence de nombreux orthogneiss à divers niveaux de la série et l'absence de repères chronologiques rendent les corrélations avec les formations occidentales problématiques et ne permettent pas de caractériser un dispositif socle-couverture.

III - STRUCTURE ET ÉVOLUTION TECTONOMÉTAMORPHIQUE VARISQUES

1. Datation des événements tectonométamorphiques

Les données paléontologiques et géochronologiques fournissent les éléments de datation suivants.

- Les formations épizonales des Maures occidentales, qui contiennent le niveau fossilifère silurien du Fenouillet, présentent une structuration identique à celle du reste de la série. Le Houiller, d'âge westphalien D à stéphanien B, est le premier terme sédimentaire reposant sur les formations métamorphiques profondément arasées.
- Le granite de Plan-de-la-Tour, fini- à post-tectonique, s'est mis en place vers 313 Ma (âge Rb/Sr, MALUSKI, 1972) ; il recoupe des cataclasites développées le long de l'accident de Grimaud (DEMAY, 1927 ; TRIAT, 1964 ; VAUCHEZ et BUFALO, 1988). Le granite de Camarat, post-tectonique, s'est mis en place vers 300 Ma (âges Rb/Sr : ROUBAULT *et al.*, 1970 a ; AMENZOU, 1988).
- L'âge du métamorphisme peut être approché grâce à un petit nombre de datations. Le métamorphisme du métagranite de Barral s'est effectué entre 340 et 310 Ma (âge $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$, MALUSKI et GUEIRARD, 1978). Dans l'unité des gneiss orientaux, certains gneiss du NW des Maures ont donné des âges de $336 \pm$

10 Ma (âge Rb/Sr, ROUBAULT *et al.*, 1970a), alors que certains gneiss du Tanneron ont fourni des âges plus anciens, aux environs de 400 Ma (âge Rb/Sr, ROUBAULT *et al.*, 1970a).

En définitive, faute de données géochronologiques plus nombreuses, il est difficile de savoir si l'évolution tectonométamorphique est uniquement carbonifère, ou si elle a pu débuter au Dévonien. Par ailleurs, il n'existe aucune preuve radiométrique de l'existence de reliques d'un socle à structuration ancienne, précambrienne ou cadomienne.

2. Evolution métamorphique (fig.4)

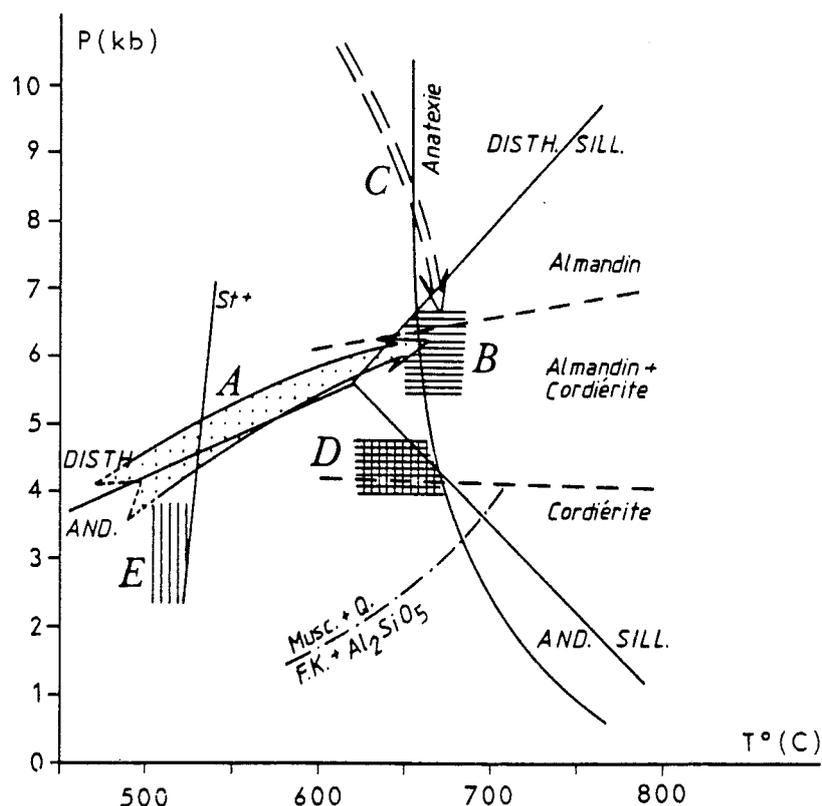


Fig.4 - Diagramme pression-température pour le métamorphisme de la Provence varisque. Temperature-Pressure conditions of Variscan Provence metamorphism.

A : Métamorphisme barrovien prograde des unités occidentale, de Bormes et de la Garde-Freinet (SEYLER, 1975 ; CARUBA, 1983 ; GOLDBERG, 1983) ; B : Champ du métamorphisme barrovien pour l'unité des gneiss orientaux (LE MARREC, 1976 ; MAQUIL, 1976 ; CREVOLA, 1977) ; C : Trajectoire hypothétique pour la rétromorphose des éclogites (d'après MAQUIL, 1976) ; D : Champ correspondant à certains assemblages rétrogrades de l'unité de la Garde-Freinet et à la cristallisation des granites tardi-migmatitiques de la presqu'île de Saint-Tropez (d'après MAQUIL, 1976) ; E : Champ correspondant à certains assemblages rétrogrades de l'unité de Bormes (d'après SEYLER, 1975).

A : prograde barrovian metamorphic path of western, Bormes and la Garde-Freinet sequences (SEYLER, 1975 ; CARUBA, 1983 ; GOLDBERG, 1983) ; B : field of eastern gneiss sequence barrovian metamorphism (LE MARREC, 1976 ; MAQUIL, 1976 ; CREVOLA, 1977) ; C : hypothetic retromorphic path of eclogitic rocks (after MAQUIL, 1976) ; D : field corresponding to some retrograde assemblages of the la Garde-Freinet sequence and to the crystallization of late-migmatitic granites of the Saint-Tropez Peninsula (after MAQUIL, 1976) ; E : field corresponding to some retrograde assemblages of the Bormes sequence (after SEYLER, 1975).

Les travaux menés depuis une vingtaine d'années dans divers secteurs des Maures et du Tanneron permettent l'élaboration d'un schéma général d'évolution tectonométamorphique cohérent, comportant quatre événements principaux (MALUSKI, 1968 ; SEYLER, 1975 ; LE MARREC, 1976 ; MAQUIL, 1976 ; CREVOLA, 1977 ; CARUBA, 1983 ; GOLDBERG, 1983). Une phase métamorphique de haute pression précède le métamorphisme principal barrowien, lié aux deux premières phases tectoniques ; l'évolution se termine par une rétro-morphose ainsi que par une phase de plissement postschisteuse.

a) *La phase précoce de métamorphisme de haute pression*

Antérieure aux deux premières phases de structuration et d'âge inconnu, elle a été reconnue essentiellement dans les unités de la Garde-Freinet et des gneiss orientaux, et ce dans des formations d'origine magmatique.

Dans l'unité de la Garde-Freinet, le "complexe leptyno-amphibolique" contient des métagabbros présentant un stade d'évolution coronitique à caractère granulitique (LASNIER, 1970) et des "éclogitoïdes" pouvant témoigner d'un stade éclogitique.

Les formations d'amphibolites de l'unité des gneiss orientaux contiennent de nombreuses reliques éclogitiques à divers stades d'amphibolitisation (LE MARREC, 1976 ; MAQUIL, 1976 ; CREVOLA, 1977 ; BARD et CARUBA, 1982 ; CARUBA, 1983) ; toutefois l'omphacite y est déjà déstabilisée. Dans l'éclogite à disthène des Cavaliers (BARD et CARUBA, 1982), le stade éclogitique est suivi par un stade rétro-morphique granulitique à sapphirine-hypersthène qui témoignerait de conditions de pression et température estimées à 8-10 kb et 750-850°C.

Par ailleurs, on trouve dans de nombreux métagranites de ces deux unités, ainsi que dans celui de Barral de l'unité de Bormes, des transformations rétro-morphiques (couronne de grenat autour de la biotite, par exemple) pouvant être considérées comme correspondant à un stade granulitique (CREVOLA, 1977 ; MALUSKI et GUEIRARD, 1978).

b) *Le métamorphisme principal barrowien*

Croissant d'Ouest en Est, il présente la suite classique des zones à chlorite, biotite, grenat, staurotide, disthène, sillimanite avec, toutefois, apparition locale d'andalousite typomorphe (SEYLER, 1975 ; GOLDBERG, 1983). Les divers isogrades apparaissent sensiblement parallèles aux limites des formations lithologiques. L'anatexie, déjà atteinte dans l'unité de la Garde-Freinet, affecte l'ensemble de l'unité des gneiss orientaux. Elle reste cependant partielle, se développant essentiellement dans les termes quartzo-feldspathiques, en particulier dans les orthogneiss, et conduisant rarement à des migmatites homogènes. Les relations cristallisation-déformation montrent que les cristallisations métamorphiques ont débuté dans l'épizone et la mésozone, avant la phase 1, et se sont poursuivies jusqu'à la fin de la phase 2, l'intensité maximale du métamorphisme pouvant être atteinte à la fin de celle-ci. Dans le domaine migmatitique, au contraire, l'acquisition du litage migmatitique est contemporain de la phase 1. Des pegmatites, ou des leucogranites à biotite-muscovite (+ andalousite et/ou cordiérite) en filons ou en petits massifs, se mettent en place durant l'interphase 1-2. Les migmatites et les granites anatectiques sont restructurés lors de la phase 2, avec apparition de sillimanite. Localement, dans le massif de Sainte-Maxime, des filonnets leucocrates se mettent en place dans des zones de cisaillement affectant tardivement les plis P2.

c) *La phase tardive*

Cette phase tardive, postérieure à la phase P2, est assez mal définie et ses liens avec la phase P3 ne sont pas clairement établis. Elle se traduit par une rétro-morphose assez générale mais peu intense des assemblages

minéralogiques de la phase précédente. Localement, elle se marque par l'apparition, dans la chaîne de la Sauvette (unité de Bormes), de cordiérite (SEYLER, 1975) et, dans le Sud de l'unité de la Garde-Freinet, d'andalousite (MAQUIL, 1976). Il convient également de signaler que, dans le Tanneron, des filons et des filonnets de leucogranite à tourmaline se mettent en place dans des fractures affectant les plis P3 ; ils pourraient témoigner de l'existence d'une phase d'anatexie tardive en profondeur.

3. Succession et caractères des phases tectoniques

Les deux premières phases de déformation synmétamorphe à caractère non coaxial sont caractérisées par des plis isoclinaux à subisoclinaux synschisteux et subhomoaxiaux. Alors que les plis P1 sont surtout visibles dans l'unité occidentale où ils restent de petite taille, les plis P2 sont partout très fréquents et existent à toutes les échelles. Quelques rares plis en fourreau ont été décrits dans l'unité des gneiss orientaux (VAUCHEZ et BUFALO, 1988).

La distinction de ces phases est claire dans l'unité occidentale, en raison de la superposition de leurs plis et de leurs schistosités. Dans les autres unités plus métamorphiques, seuls les plis P2 sont bien visibles et la foliation S1 est transposée en une foliation composite S1-S2, qui prend dans les orthogneiss, les migmatites litées ou les granites anatectiques, un caractère blastomylonitique parfois spectaculaire. Dans ces roches, des linéations d'étirement, matérialisées par des quartz en ruban et des amandes feldspathiques, sont bien développées, mais leur appartenance à l'une ou l'autre des deux premières phases tectoniques reste discutée. Elles ont été surtout bien décrites dans l'unité des gneiss orientaux où leur direction est subméridienne et où elles sont parallèles aux axes des plis (LE MARREC, 1975 ; CREVOLA, 1977 ; VAUCHEZ et BUFALO, 1988). Dans les unités de Bormes et de la Garde-Freinet, les rapports de ces linéations d'étirement avec les axes des plis sont moins clairement établis : des linéations parallèles comme obliques aux axes de plis ont été signalées.

Cette évolution est sans doute plus complexe dans le détail, comme le montre dans certains secteurs l'existence d'un plus grand nombre de phases synschisteuses (Giens-Porquerolles, OLIVES BAÑOS, 1979) ou d'une phase à plis d'entraînement postérieure à la phase 2 (unité de Bormes, SEYLER, 1983).

La troisième phase correspond à une phase de serrage général, postmétamorphique et postschisteuse, de direction N-S. Exprimée à toutes les échelles, elle se marque à l'Est par des plis concentriques à grand rayon de courbure, qui passent, à l'Ouest, à des plis en chevrons ou à des kink-bands.

4. Les grandes structures plissées

Dans les Maures et le Tanneron, si l'orientation générale des bandes cartographiques et des axes des plis est le plus souvent proche de la direction N-S, il existe cependant quelques secteurs où elle s'infléchit vers la direction E-W (île de Porquerolles, chaîne de la Sauvette, Tanneron occidental). Ces orientations ne sont pas modifiées par les grands accidents tardifs des familles N-S ou E-W, qui provoquent des décalages verticaux, parfois importants, et, pour certains accidents E-W des Maures, des décrochements qui deviennent de plus en plus importants lorsque l'on va vers le Sud du massif.

La cartographie n'a pas permis jusqu'ici de mettre en évidence de grands plis couchés ou de grands charriages synmétamorphes accompagnant la phase 1, dont l'existence a été suggérée par des marqueurs microstructuraux et/ou invoquée dans certains modèles géodynamiques (MALUSKI, 1968 ; BARD et CARUBA, 1981 ; VAUCHEZ et BUFALO, 1988). En fait, les seules grandes structures mises en évidence sont des plis de phase 2 et 3 dont la superposition peut rendre compte des dispositifs cartographiques observés.

Les grandes structures P2 n'ont été bien caractérisées cartographiquement que dans des secteurs offrant des conditions d'observation privilégiées, comme la chaîne de la Sauvette, entre Collobrières et la Garde-Freinet, ou la partie centrale du massif de Tanneron (fig. 2). Dans la chaîne de la Sauvette, l'anticlinal de Collobrières (BORDET, 1957) et le synclinal de la Sauvette qui lui fait suite (DE GROULARD, 1982), dont

les amplitudes approchent la dizaine de kilomètres, apparaissent comme des structures majeures du socle provençal. Plus à l'Est, certaines passées de micaschistes au sein des gneiss de Bormes peuvent également correspondre à des replis d'amplitude kilométrique. Dans les environs de Tanneron, plusieurs grands plis ont été clairement mis en évidence par l'existence de répétitions lithologiques, de symétries et de charnières (CREVOLA, 1977 ; 1991) : ce sont des plis subsoclineaux d'amplitude hectométrique à kilométrique, à flancs étirés et à charnière épaissie, présentant une bonne continuité axiale. En définitive les quelques exemples de grands plis P2 maintenant bien documentés montrent que le style structural fondamental est bien isoclinal.

La troisième phase joue un rôle majeur, longtemps méconnu, dans la structuration du socle provençal (CREVOLA, 1977). Les grandes structures P3 sont des plis hectométriques à décakilométriques, d'axe N-S, à grand rayon de courbure, présentant parfois une tendance coffrée. Ils sont affectés par des ondulations transverses de même style, mais de taille plus modeste. Les mégastructures P3, qui reprennent les grands plis P2, déterminent une architecture d'ensemble en dômes et cuvettes. Ainsi s'explique l'existence de grandes virgations cartographiques comme l'alternance locale de zones à foliation redressée d'orientation N-S, correspondant aux flancs des structures, et de zones à foliation plus plate, d'orientation E-W, correspondant aux charnières.

Ce dispositif est bien marqué dans le Tanneron et le NW des Maures, où l'on distingue d'Est en Ouest successivement trois grandes structures décakilométriques : l'antiforme de Cannes, la synforme du Reyran-les Issambres, l'antiforme du Rouet-Plan-de-la-Tour (fig. 1 B et 3). Il perd sa netteté dans le reste des Maures où l'on peut cependant reconnaître plusieurs structures pouvant se rapporter à cette phase : la grande structure centrée sur la presqu'île de Saint-Tropez, qui rend compte de la virgation cartographique autour du golfe de Saint-Tropez, la synforme de Porquerolles, qui jalonne la grande virgation du Sud-Ouest des Maures, la virgation de la Garde-Freinet, qui correspond à une gigantesque flexure du flanc ouest de l'antiforme Rouet-Plan-de-la-Tour.

5. Problèmes posés

a) Existence de grandes nappes en Provence varisque

L'existence de grandes nappes a souvent été proposée en Provence varisque.

En 1927, DEMAY voyait dans les gneiss de Bormes le coeur d'une grande nappe de style pennique déversée vers l'Est, ainsi que dans l'accident de Grimaud la trace d'un autre grand contact anormal ultérieurement redressé. Ces hypothèses, qu'il devait lui-même abandonner par la suite, n'ont pas été confirmées par les études ultérieures de GUEIRARD (1957) et de BORDET (1957, 1961). Pour ce dernier, l'architecture varisque du socle provençal se résume en une suite de grands anticlinaux et synclinaux de style isoclinal ; le seul contact anormal qu'il décrit dans la chaîne littorale des Maures est pour lui d'âge tertiaire.

MALUSKI (1968) adopte à nouveau l'hypothèse d'une grande nappe décakilométrique à coeur de gneiss de Bormes, mais à vergence ouest, pour expliquer des relations entre objets microtectoniques dans l'unité occidentale.

BARD et CARUBA (1981) puis CARUBA (1983) ont considéré par référence à d'autres régions varisques, que le "complexe leptyno-amphibolique" de l'unité de la Garde-Freinet pouvait correspondre à une zone de suture. Il constituerait la base d'une nappe qui aurait été mise en place d'Est en Ouest en surmontant les gneiss de Bormes.

CREVOLA (1985) met en évidence l'existence de l'accident de la Garde-Freinet, interprété comme un chevauchement. Il sépare deux unités qui, bien que distinctes par leurs types pétrographiques, sont assez proches par leur niveau de métamorphisme et leurs caractères lithologiques généraux. Cet accident pourrait aussi être interprété comme une faille normale, liée à un amincissement crustal tardi-orogénique (CREVOLA, 1991).

VAUCHEZ et BUFALO (1988) interprètent la linéation d'étirement de direction subméridienne de l'unité des gneiss orientaux comme correspondant à un marqueur de transport tectonique qui indiquerait, pour cette unité, un charriage ductile généralisé vers le Nord.

En définitive, dans l'état actuel des recherches, les unités de Bormes, de la Garde-Freinet et des gneiss orientaux, qui ont des contacts tectoniques, ne paraissent pas présenter de contrastes lithologiques, métamorphiques et structuraux tels que l'on puisse considérer qu'il existe plusieurs grandes nappes en Provence varisque.

Par ailleurs, l'interprétation des linéations d'étirement en tant que marqueur de transport tectonique suggère l'existence d'un charriage généralisé (VAUCHEZ et BUFALO, 1988). Ces linéations apparaissent dans l'unité des gneiss orientaux — la seule où leurs rapports avec les autres éléments structuraux soient bien connus — comme des linéations "longitudinales", étant subparallèles aux limites des formations lithologiques et aux axes des plis des deux premières phases, qui sont subhomoaxiaux. Elles indiqueraient une direction de transport tectonique perpendiculaire à celle déduite de la disposition des grandes structures plissées, et de ce fait posent les mêmes problèmes généraux que dans d'autres régions varisques (LEDRU *et al.*, 1989).

b) *Importance et nature de l'accident de Grimaud (s.l.)*

L'accident de Grimaud a été considéré dans des travaux récents, soit comme un grand décrochement intracontinental syn- à post-tectonique, mettant en contact deux ensembles très différents (CARUBA, 1983 ; VAUCHEZ et BUFALO, 1985, 1988), soit simplement comme un grand accident ayant joué essentiellement en faille normale (SEYLER et CREVOLA, 1982 ; SEYLER, 1983 ; CREVOLA, 1991).

Pour CARUBA (1983) les deux blocs présentent des lithologies, des lithostratigraphies et des structures différentes (pendages opposés et linéations de directions différentes), mais ce sont surtout des considérations générales sur la tectonique néo-varisque dans le segment varisque européen, qui conduisent à voir dans l'accident de Grimaud un grand décrochement dextre.

Pour VAUCHEZ et BUFALO (1988) l'accident de Grimaud sépare deux unités surtout différentes par leurs structurations contrastées (transports tectoniques déduits des linéations d'étirement, différents). Ces auteurs ont identifié trois stades d'évolution à partir d'études microtectoniques :

- décrochement ductile sénestre dans des conditions mésozonales pendant la phase P2. A cet épisode correspond la mylonitisation d'une bande de terrain de 2 km de large située à l'Est de l'accident de Grimaud ;
- réactivation cataclastique de l'accident de Grimaud, précédant la mise en place du granite de Plan-de-la-Tour et correspondant à un décrochement dextre ;
- mouvement post-stéphanien affectant le Houiller.

Pour SEYLER et CREVOLA (1982), SEYLER (1983), CREVOLA (1991), les deux unités présentent des lithologies comparables, bien qu'on ne puisse pas actuellement proposer de corrélations lithostratigraphiques, et sont dans le même niveau de métamorphisme. De plus ces deux unités présentent, lorsqu'elles sont en contact sans interposition du granite de Plan-de-la-Tour, des attitudes de foliation identiques. A l'échelle cartographique, cela correspond au fait que les virgations du bois du Rouet et du golfe de Saint-Tropez ne sont pas modifiées par le passage des accidents de Joyeuse et de Grimaud. Ces dernières données ne paraissent pas s'accorder avec un décrochement de grande ampleur. Il faut encore souligner que l'accident de Grimaud, par sa position structurale et sa mylonitisation associée, est analogue à l'accident de la Moure du Tanneron qui, lui, n'interrompt pas la continuité de l'unité des gneiss orientaux.

En définitive ce problème, important pour la compréhension de la structure de la Provence varisque, ne peut être résolu dans l'état actuel des travaux, les divers auteurs ayant utilisé en fait, dans leurs approches, des arguments d'ordre différent.

IV - LES GRANITOÏDES VARISQUES

Les granitoïdes varisques constituent dans l'ensemble Maures-Tanneron de multiples petites intrusions qui sont disposées, pour la plupart, à proximité de l'accident de Grimaud-Joyeuse.

1. Typologie

Deux groupes principaux peuvent être distingués sur le plan génétique, à partir des données classiques (terrain, pétrographie, géochimie) associées à l'étude typologique des zircons (PUPIN, 1980, 1985 ; CHEVREMENT *et al.*, 1988).

Un premier groupe, d'origine uniquement ou principalement crustale, rassemble :

- des pegmatites et des granites tardi-migmatitiques (leucogranites orientés de Saint-Pons-les-Mures, de Moulin-Blanc à cordiérite-andalousite, granite à biotite de Ramatuelle) ou en rapport avec une phase d'anatexie tardive (filons de leucogranites à tourmaline tardifs du Tanneron, de type Grime) ;
- des granitoïdes alumineux à cordiérite + silicates d'alumine, dont certains à enclaves microgrenues sombres, provenant d'une fusion à divers niveaux de la croûte (monzogranites du Rouet et de Plan-de-la-Tour, granodiorite de Gigaro, filons de leucogranites à biotite + cordiérite ou à deux micas + cordiérite + andalousite, micromonzogranites de Plan-de-la-Tour et de Camarat, filons de microgranites granophyriques du Tanneron).

Un deuxième groupe calco-alkalin, issu d'une hybridation croûte-manteau, correspond à des granitoïdes à biotite + amphibole (gabbro quartzique de Fontcounille, diorites quartziques-tonalites de Prignonet, Reverdi, Bagarède, granodiorite des Figarets, monzogranites de l'Hermitan, Colle Dure, La Mente, microgranites de Vignon et de Minuti) ou à biotite + muscovite (granite de Camarat).

2. Ages de mise en place et structure (fig. 5)

Les relations structurales et les données radiométriques (ROUBAULT *et al.*, 1970 a) montrent l'existence d'un échelonnement des intrusions dans le temps.

Si l'on met à part les granites tardi-migmatitiques, les intrusions varisques les plus anciennes correspondent, comme dans l'Ouest du Massif Central français, à des formations tonalitiques (BOUCARUT, 1963 ; ORSINI, 1968 ; PUPIN, 1976 ; AMENZOU, 1988).

Il s'agit de petites intrusions peu ou pas déformées, disposées selon une "ligne tonalitique" N-S, du Tanneron à la presqu'île de Saint-Tropez, et d'âge probable anté-viséen supérieur (ROUBAULT *et al.*, 1970 b). La granodiorite des Figarets et les monzogranites type Hermitan, plus ou moins tectonisés, possèdent divers caractères pétrographiques et minéralogiques qui conduisent à les associer génétiquement aux formations tonalitiques (AMENZOU, 1988).

Vers 335-313 Ma (ROUBAULT *et al.*, 1970 a ; MALUSKI, 1972), s'installe le long de l'accident de Grimaud-Joyeuse dans l'axe de l'antiforme Rouet-Plan-de-la-Tour, une ceinture de granites porphyroïdes à cordiérite automorphe (Rouet : BOUCARUT, 1963 - Plan-de-la-Tour : TRIAT, 1964 ; SERMENT, 1965 ; SERMENT et TRIAT, 1967 ; PUPIN, 1976 ; AMENZOU, 1988 - Gigaro : AMENZOU et PUPIN, 1986 ; AMENZOU, 1988) qui, dans le Tanneron, recoupe la "ligne tonalitique provençale". Les affleurements s'échelonnent sur un peu plus de 45 km, leur continuité étant interrompue au Nord par la dépression permienne et décalée au Sud par l'accident du golfe de Saint-Tropez. D'une façon générale, du Nord au Sud, les affleurements sont de plus en plus basiques et pauvres en cordiérite.

Ces intrusions principales sont recoupées par des filons de leucogranite à biotite et cordiérite, des filons ou des stocks de leucogranites à cordiérite-andalousite, parfois submiarolitiques (Plan-de-la-Tour : TRIAT, 1964 ; PUPIN, 1976 ; AMENZOU, 1988), des filons granophyriques (Rouet : BOUCARUT, 1963), tous d'origine

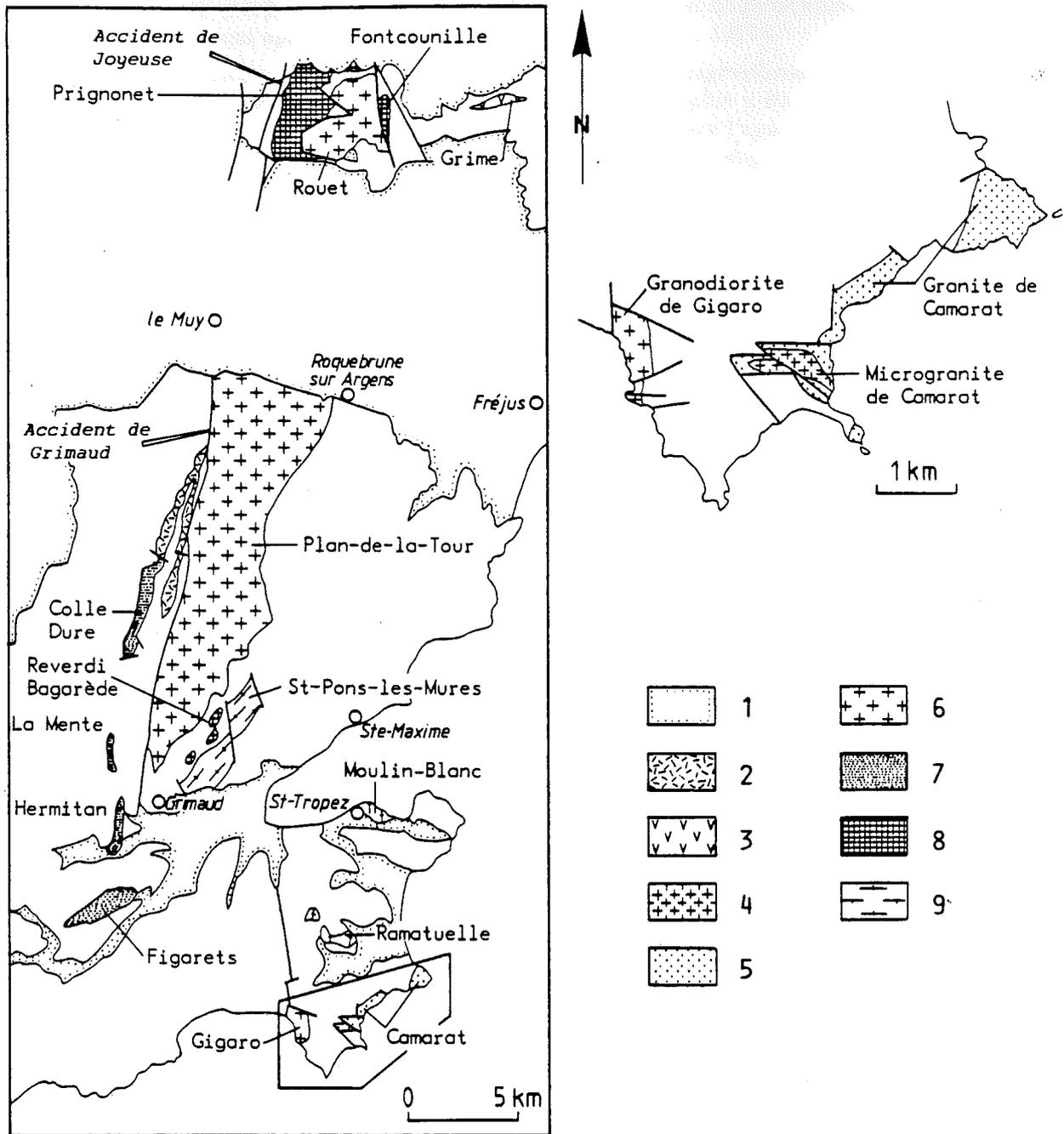


Fig.5 - Les principaux massifs de granitoïdes de la Provence varisque. Main granitoidic massifs of Variscan Provence.

1 : Permien et terrains récents ; 2 : microgranite de Plan-de-la-Tour ; 3 : granite de Grime ; 4 : microgranite de Camarat ; 5 : granite calco-alkalin de Camarat ; 6 : granites alumineux de Plan-de-la-Tour et du Rouet ; 7 : granites calco-alkalins ; 8 : tonalites ; 9 : granites tardi-migmatitiques.

1 : Permian and younger strata ; 2 : Plan-de-la-Tour microgranite ; 3 : Grime granite ; 4 : Camarat microgranite ; 5 : Camarat calc-alkaline granite ; 6 : Plan-de-la-Tour and Rouet aluminous granites ; 7 : calc-alkaline granites ; 8 : tonalites ; 9 : late-migmatitic granites.

essentiellement anatectique. Dans le Tanneron, se mettent en place des filons de microgranite à mégacristaux de feldspath potassique qui appartiennent à cet ensemble (CREVOLA, 1977).

Au Stéphanien (ROUBAULT *et al.*, 1970 a ; AMENZOU, 1988), le magmatisme se diversifie à nouveau avec l'intrusion granitique de Camarat datée à 300 Ma, dont la cartographie a été récemment reprise en détail (AMENZOU et PUPIN, 1986). La typologie des zircons a mis en évidence l'appartenance de ce granite à deux micas au magmatisme calco-alcalin (PUPIN, 1976 ; AMENZOU, 1988), suggérant que ce secteur provençal avancé pourrait représenter la zone de transition avec le magmatisme corse contemporain, uniquement calco-alcalin (PUPIN, 1985, 1987), développé au SSE.

Le magmatisme anatectique se poursuit au Stéphanien supérieur par la mise en place d'un stock subvolcanique et de filons à texture microgrenue à felsitique recoupant le bassin carbonifère de Plan-de-la-Tour (BORDET, 1951 ; PUPIN et TURCO, 1973) et de niveaux cinéritiques dans le bassin du Reyran (BASSO, 1985). Le granite de Camarat est lui-même recoupé par le microgranite de Camarat à cordiérite-andalousite-dumortierite (AMENZOU et PUPIN, 1986 ; AMENZOU, 1988). Ce magmatisme orogénique paraît continuer encore jusqu'à l'Autunien (premier cycle magmatique "calco-alcalin" de VELLUTINI, 1977).

3. Signification géodynamique

La genèse de la suite tonalites et monzogranites calco-alcalins anciens-granites alumineux crustaux-granites calco-alcalins hybrides tardifs serait liée à une subduction limitée suivie d'une collision continentale (AMENZOU, 1988 ; PUPIN, 1985, 1988), conformément à des modèles géodynamiques proposés pour la chaîne varisque d'Europe occidentale (BARD *et al.*, 1980). D'autre part, la comparaison des granites provençaux avec les granites corso-sardes, fondée sur l'étude typologique des zircons, montre l'existence d'une complémentarité magmatique entre ces deux domaines : granites d'anatexie crustale et calco-alcalins en Provence, granites calco-alcalins et calco-alcalins potassiques en Corse. Elle permet d'envisager, dans le bloc provenço-corso-sarde, l'existence d'une zonalité magmatique à polarité W-E, analogue à celle observée à la même époque dans le Massif Central français (PUPIN, 1985, 1988 ; AMENZOU, 1988). La suture majeure se trouverait probablement à l'Ouest de la Provence varisque, dans le prolongement de celle envisagée à l'Ouest du Massif Central (LAMEYRE et AUTRAN, 1980).

V - LE SOCLE PROVENÇAL A LA FIN DE L'ÈRE PRIMAIRE

1. L'évolution fini-carbonifère

En Provence varisque, après la structuration du socle métamorphique et la mise en place des principaux granites, les premiers dépôts sédimentaires débutent au Westphalien (BORDET, 1951), dans des fossés étroits, installés le long des grands accidents NNE-SSW produits ou réactivés par la phase asturienne (dans le Tanneron, bassin du Reyran le long de l'accident de la Moure et lambeau de Pennafort le long de l'accident de Joyeuse ; dans les Maures, bassin de Plan-de-la-Tour le long de l'accident de Grimaud). La sédimentation détritique continentale est de type fluvio-lacustre à torrentiel. Les niveaux de charbon (anthracite, houille, schistes bitumineux) sont fréquents et la flore (restes végétaux, spores, pollens) donne un âge westphalien D à stéphanien B à ces formations (BASSO, 1985). Localement des témoins du magmatisme tardi-orogénique apparaissent encore : cinérites (Reyran), microgranite (Plan-de-la-Tour). Une phase compressive post-Stéphanien B plisse ces formations carbonifères.

2. L'évolution permienne

Au début du Permien (Autunien), de petits grabens WNW-ESE (Avellan, Argentière) commencent à s'ouvrir sur les bords des horsts NNE-SSW individualisés précédemment. La sédimentation continentale reste à dominante détritique ; elle renferme encore des indices du magmatisme tardi-orogénique qui se poursuit à cette époque (premier cycle magmatique "calco-alkalin" de VELLUTINI, 1977) : cinérites, galets de rhyolite originaires du bloc corso-sarde.

Après la phase saaliennne, qui se traduit par le basculement des formations autuniennes, l'émission de basaltes alcalins de l'Avellan (début du deuxième cycle magmatique alcalin de VELLUTINI, 1977) et le dépôt de brèches parfois très développées, la sédimentation continentale se poursuit au "Saxono-Thuringien". Les dépôts sont caractéristiques de bassins intra-montagneux qui se combent peu à peu : cônes conglomératiques sur les bords, dépôts fins fluviolacustres ou de plaines d'inondation au centre (TOUTIN, 1980). La vie se développe, en particulier près des plans d'eau ; la flore, localement abondante (Agay, Le Muy), donne un âge thuringien aux niveaux postérieurs à la grande phase volcanique A7. Le démantèlement progressif des reliefs conduit au dépôt de molasse de type "nouveaux grès rouges" et à la formation d'une pénéplaine. En même temps, le rôle des horsts NNE-SSW s'atténue, tandis que de grands accidents, sensiblement E-W, s'individualisent et que le fonctionnement des bassins en grabens distensifs se développe.

Un volcanisme alcalin (deuxième cycle magmatique alcalin) caractérise cette période (BOUCARUT, 1971). Il est de type acide (rhyolites ignimbritiques, rhyolites fluidales) ou basique différencié (basaltes, hawaïtes, mugéarites, trachytes). Il se met en place entre 278 et 228 Ma avec un paroxysme autour de 270 Ma, correspondant à la volumineuse émission de la rhyolite ignimbritique A7 (ROUBAULT *et al.*, 1970a). Il est d'abord marqué par des émissions de rhyolites ignimbritiques qui se font à la faveur des failles E-W qui limitent les bassins, puis de petits appareils volcaniques de type dôme se mettent en place, tandis que des effondrements en caldera se produisent dans l'Estérel (VELLUTINI *et al.*, 1976 ; GONDOLO, 1989).

Ainsi, en Provence comme en Corse, au Stéphanien et au Permien inférieur, après la fin des manifestations du magmatisme liée à la résorption des anomalies thermiques nées lors des phases de subduction et de collision, le deuxième cycle magmatique alcalin caractérise un régime tectonique distensif, stade initial de rifting qui annonce déjà l'ouverture de la Téthys (VELLUTINI, 1977 ; BONIN, 1987 ; MERMET *et al.*, 1988).

VI - CONCLUSION : ESSAI D'INTERPRÉTATION GÉODYNAMIQUE

Les données rassemblées ci-dessus, et tout particulièrement celles qui concernent l'évolution tectonomé-tamorphique, montrent, malgré leur caractère fragmentaire, que l'évolution varisque en Provence est typique d'une chaîne de collision et qu'elle est analogue à celle d'autres régions de la zone interne de la chaîne varisque d'Europe de l'Ouest (KORNPROBST, 1980 ; MATTE, 1986 ; SANTALLIER, 1983 ; PIN et PEUCAT, 1986 ; LEDRU *et al.*, 1989). Cinq grandes périodes peuvent être distinguées.

1. La période pré-varisque

Elle est essentiellement marquée, d'une part par la mise en place de nombreux granitoïdes pour la plupart alumineux, dont l'un est daté de la limite Précambrien-Cambrien, et d'autre part par un magmatisme bimodal daté de la limite Cambrien-Ordovicien.

Les caractères géochimiques originels de ce magmatisme montrent qu'il s'est développé dans un contexte de distension intracontinentale. Cette zone de distension limitée pouvait être satellite et contemporaine d'une ou plusieurs zones distensives importantes ayant pu à cette époque atteindre en Europe le stade océanique (MATTE, 1986).

2. La période éo-varisque

Par analogie avec l'épisode de métamorphisme de haute pression, maintenant bien documenté dans la zone interne de la chaîne varisque ouest-européenne (PIN et VIELZEUF, 1988 ; LEDRU *et al.*, 1989), on peut interpréter les quelques témoins de métamorphisme de haute pression observés en Provence comme correspondant à un enfouissement profond de la lithosphère dû à une subduction continentale. Il faut cependant souligner que ces quelques témoins ne donnent pas d'informations précises sur les conditions de pression atteintes et qu'ils sont simplement datés par leur antériorité par rapport au métamorphisme barrowien et à la structuration qui l'accompagne.

3. La période médio-varisque

Elle est caractérisée par un métamorphisme barrowien associé à deux phases de déformation intense et très pénétrative, à caractère essentiellement non-coaxial. Les structures majeures sont des grands plis hectométriques à kilométriques isoclinaux. Toutefois les linéations d'étirement et la blastomylonitisation associées peuvent être considérées comme des marqueurs d'un charriage généralisé, dans un contexte de collision continentale. Une anatexie précoce se développe et des leucogranites intrusifs se mettent en place durant cette période. Les datations disponibles ne permettent pas de cerner exactement l'âge du métamorphisme ; cette période se terminerait vers 330 Ma avant la mise en place des granitoïdes postmétamorphiques.

4. La période néo-varisque

Cette période qui s'étend jusqu'à l'Autunien est caractérisée, d'une part par la mise en place de granitoïdes postérieure au métamorphisme, et, d'autre part, par le début d'une distension généralisée. La mise en place de granitoïdes pendant une durée assez longue, avec une nette zonation magmatique à l'échelle de l'ensemble provenço-corsu-sarde, traduirait la persistance d'une structuration profonde héritée des périodes de subduction et de collision, et la lente résorption des anomalies thermiques créées alors. Ce magmatisme persiste encore pendant le développement de fossés d'effondrement au Stéphanien et au Permien inférieur. Le jeu décrochant de grands accidents N-S, bien que possible, n'est pas clairement établi.

5. La période post-varisque

Cette période correspond à la phase majeure du rifting permien qui s'accompagne d'un volumineux magmatisme alcalin. Par ses caractères, elle préfigure l'ouverture de la Téthys.

Les différentes sections de cet article ont été rédigées par les auteurs suivants :

I - Introduction : Gilbert CREVOLA

II - La série métamorphique des Maures et du Tanneron : Gilbert CREVOLA

III - Structure et évolution tectonométamorphique varisques : Gilbert CREVOLA

IV - Les granitoïdes varisques : Jean-Pierre PUPIN

V - Le socle provençal à la fin de l'ère primaire : Nadège TOUTIN-MORIN

VI - Conclusion : essai d'interprétation géodynamique : Gilbert CREVOLA

BIBLIOGRAPHIE

- AMENZOU M. (1988) - Les granitoïdes hercyniens du Massif des Maures (Var, France). Etude géologique et minéralogique. Implications génétiques. Thèse Doct. Univ. Nice, 280 p.
- AMENZOU M. et PUPIN J.P. (1986) - Le granite de Camarat, un ensemble polygénique : zone clé entre la Provence et la Corse. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 303, II, 8, p. 697-700.

- DEMY A. (1927) - La zone mylonitique de Grimaud et la tectonique du Massif des Maures. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (4), 28, p. 279-336.
- GIRAUD J.D., BOUCARUT M., CARUBA C. et TURCO G. (1975) - Données nouvelles concernant la géologie de la terminaison orientale du massif des Maures, zone nord massif de Sainte-Maxime. *Bull. Suisse Minéral. Pétrogr.*, 55, p. 461-469.
- GOLDBERG J.M. (1983) - Etude pétrologique et structurale des séries péliques du Cap Benat à Saint-Tropez (Massif des Maures) DEA, Univ. Montpellier, 60 p.
- GONDOLA A. (1989) - Le volcanisme alcalin permo-triasique du SE de la France. Scandola et Sénino (Corse). Estérel et Bas-Argens (Provence). Thèse 3e cycle, Univ. Nice, 280 p.
- GROULARD P. de (1982) - Etude pétrographique et géochimique d'une série métamorphique à concentrations en fer : le groupe de Collobrières, massif des Maures (Var). Thèse 3e cycle, Univ. Lyon I, 167 p.
- GUERARD S. (1957) - Description pétrographique et zéonogographique des schistes cristallins des Maures (Var, France). Thèse Sci., Univ. Marseille, 2 vol., 171 p.
- GUERARD S. (1982) - A propos de l'origine des gneiss de Bornes (Massif des Maures, Var, France). *C.R. Acad. Sci. Paris*, II, 295, p. 1125-1128.
- GUERARD S., WATERLOT G., CHERZI A. et SAMAT M. (1970) - Sur l'âge llando-vénien supérieur à tarannou-nien inférieur des schistes à graptolites du Fenouillet, massif des Maures (Var). *Bull. Soc. géol. Fr.* (7), 12, 2, p. 195-199.
- KORFROBST J. et coll. (1980) - Le métamorphisme en France. 26e C.G.I., Colloque C7, *Mém. Bur. Rech. géol. min.*, 107, p. 161-189.
- LAMEYRE J. et AUTRAN A. (1980) - Les granitoïdes de France. 26e C.G.I., Colloque C7, *Mém. Bur. Rech. géol. min.*, 107, p. 51-97.
- LANGELOT J.R., DUCROT J., PUPIN J.P. et SEYLER M. (1990) - U-Pb chronology of prevariscan ortholeptynites from the Massif des Maures (SE France). *Earth Planet. Sci. Letters*, à paraître.
- LASNER B. (1970) - Le métamorphisme régional des gabbros d'après la littérature internationale. Etude préliminaire des gabbros coronitiques du massif armoricain et du massif des Maures. Thèse 3e cycle, Univ. Nantes, 297 p.
- LEDRU P., LARDEAUX J.M., SANTALLIER D., AUTRAN A., QUENARDEL J.M., FLOCH J.P., LÉROUGE G., MAILLET N., MARCHAND J. et PLOQUIN A. (1989) - Où sont les nappes dans le Massif Central français ? *Bull. Soc. géol. Fr.*, (8), V, 3, p. 605-618.
- LE MARREC A. (1976) - Reconnaissance pétrographique et structurale des formations cristalloglyennes catazonales du massif de Sainte-Maxime, massif varisque des Maures (Var, France). Thèse 3e cycle, Univ. Marseille.
- LUTAUD L. (1924) - Etude tectonique et morphologique de la Provence cristalline. *Revue de Géographie*, XII, 271 p.
- MALUSKI H. (1968) - Etude tectonique, microtectonique et géochronologique de la partie méridionale du massif des Maures (Var, France). Thèse 3e cycle, Univ. Montpellier, 87 p.
- MALUSKI H. (1971) - Etude ^{87}Rb - ^{87}Sr des minéraux des gneiss de Bornes (Maures) (France). *C.R. Acad. Sci. Paris*, D, 273, p. 1470-1473.
- MALUSKI H. (1972) - Etude ^{87}Rb - ^{87}Sr du massif granitique de Plan de la Tour (Maures). *C.R. Acad. Sci. Paris*, D, 274, p. 520-523.
- MALUSKI H. et GUERARD S. (1978) - Mise en évidence par la méthode au $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ de l'âge de 580 Ma dans le massif des Maures. Le granite de Barral (Massif des Maures, Var, France). *C.R. Acad. Sci. Paris*, D, 287, p. 195-198.
- MAQUIL R. (1976) - Contribution à l'étude pétrographique et structurale de la région SE du massif des Maures (Var, France). *Ann. Soc. géol. Belgique*, 99, p. 601-613.
- MATTE P. (1986) - La chaîne varisque parmi les chaînes paléozoïques péri-atlantiques, modèle d'évolution et position des grands blocs continentaux au Permo-Carbonifère. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (8), II, 1, p. 9-24.
- MERMET V., FERLAUX J., TANE J.L. et TOUTIN-MORIN N. (1988) - Le détritisme tardi- et post-hercynien des bassins carbonifères, permien et triasiques du Sud-Est de la France. *Géologie Alpine*, mém. h.s. 14, p. 55-68.

- ARTHAUD F. et MATTE P. (1974) - Synthèse provisoire sur l'évolution tectonique et les raccords entre les segments hercyniens péribaléares. In "La chaîne varisque d'Europe moyenne et occidentale". Coll. internat. CNRS, 243, p. 497-513.
- AUTRAN A. et COGNÉ J. (1980) - La zone interne de l'orogène varisque dans l'Ouest de la France et sa place dans le développement de la chaîne hercynienne. Colloque C6 "Géologie de l'Europe" 26e C.G.I., *Mém. Bur. Rech. géol. min.*, 108, p. 90-111.
- BARD J.P., BURG J.P., MATTE P. et RIBEIRO A. (1980) - La chaîne hercynienne d'Europe occidentale en termes de tectonique de plaques. Colloque C6 "Géologie de l'Europe" 26e C.G.I., *Mém. Bur. Rech. géol. min.*, 108, p. 233-246.
- BARD J.P. et CARUBA C. (1981) - Les séries leptyno-amphiboliques à éclogites relictuales et serpentinites des Maures, marqueurs d'une paléosuture varisque affectant une croûte amincie. *C.R. Acad. Sci. Paris*, II, 282, p. 611-614.
- BARD J.P. et CARUBA C. (1982) - Texture et minéralogie d'une éclogite à disthène-saphirine-hypersthène-quartz en inclusion dans les gneiss migmatitiques des Cavalières, Massif de Sainte-Maxime (Maures orientales, France). *C.R. Acad. Sci. Paris*, II, 294, p. 103-106.
- BASSO A.M. (1985) - Le Carbonifère de Basse Provence (SE de la France), évolution sédimentaire et structurale. Thèse 3e cycle, Univ. Aix-Marseille I, 319 p.
- BAUDEMONT D. (1985) - Relations tectoniques socle-couverture en Provence orientale. Evolution tectono-sédimentaire permienne du Bassin du Luc. Thèse Doct. Univ. Strasbourg, 204 p.
- BERTRAND L. (1887) - Carte géologique détaillée, Feuille Toulon à 1/80 000.
- BONIN B. (1987) - Reflexions à propos de la répartition des granitoïdes dans les massifs cristallins externes des Alpes françaises. *Géologie Alpine*, 63, p. 137-149.
- BORDET P. (1951) - Etude géologique et pétrographique de l'Estérel. *Mém. Serv. Carte géol. Fr.*, 207 p.
- BORDET P. (1957) - Géologie de la partie centrale des Maures. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, 54, p. 89-101.
- BORDET P. (1961) - Sur la géologie du massif de Tanneron (Var et Alpes Maritimes). *C.R. Acad. Sci. Paris*, 252, p. 913-915.
- BORDET P. (1966) - Sur la structure du NW du Massif des Maures. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 262, p. 2677-2680.
- BOUCARUT M. (1963) - Etude du Massif du Tanneron. DES, Marseille, 93 p.
- BOUCARUT M. (1971) - Etude volcanologique et géologique du Massif de l'Estérel. Thèse Sci., Univ. Nice, 469 p.
- BOURROUILH R., COCOZZA T., DEMANGE M., DURAND-DELGA M., GUERARD S., GUITARD G., JULVERT M., MARTINEZ F.J., MASSA D., MIROUSE R. et ORSINI J.B. (1980) - Essai sur l'évolution paléogéographique, structurale et métamorphique du Paléozoïque du Sud de la France et de l'Ouest de la Méditerranée. *Mém. Bur. Rech. géol. min.*, 108, p. 159-188.
- CARUBA C. (1983) - Nouvelles données pétrographiques, minéralogiques et géochimiques sur le massif métamorphique hercynien des Maures (Var, France). Comparaison avec les segments varisques voisins et essai d'interprétations géotectoniques. Thèse Sci., Univ. Nice, 265 p.
- CARUBA C. et TURCO G. (1976) - Etude lithostratigraphique du massif du Fenouillet : corrélations lithostratigraphiques à l'échelle des Maures (Var, France). *C.R. Acad. Sci. Paris*, D, 283, p. 1473-1476.
- CHEVREMENT P., GAGNY C., LA ROCHE H. de, PUPIN J.P. et ROSSI P. (1988) - Représentation cartographique du plutonisme acide et du plutonisme intermédiaire à basique associé. *Doc. Bur. Rech. géol. min.*, 152, 61 p.
- CONTI P. (1978) - La chaîne de la Verne (Maures, Var, France) : lithostratigraphie et pétrologie des formations cristalloglyennes. Thèse 3e cycle, Univ. Nice, 146 p.
- CREVOLO G. (1977) - Etude pétrographique et structurale de la partie orientale du massif du Tanneron (Provence cristalline). Thèse 3e cycle, Univ. Nice, 355 p.
- CREVOLO G. (1985) - Les orthomicaschistes du Massif des Maures (France) : produits ultimes du tectono-métamorphisme métasomatique d'anciens granites. *C.R. Acad. Sci. Paris*, II, 301, p. 99-104.
- CREVOLO G. (1991) - Carte géologique Fréjus-Cannes à 1:50 000 : terrains métamorphiques, BRGM, à paraître.

- MICHELI-LÉVY A. (1910) - L'Estérel. Etude stratigraphique, pétrographique et tectonique. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, XXI, 263 p.
- OLIVES BAÑOS J. (1979) - Géologie des terrains paléozoïques dans le Sud-Ouest du massif des Maures (Var, France). Thèse 3e cycle, Univ. Marseille, 122 p.
- ORSINI J.P. (1968) - Etude pétrographique et structurale du massif du Tanneron (Var) (partie occidentale et centrale). Thèse 3e cycle, Univ. Grenoble, 109 p.
- ORSINI J.P., COULON C. et COCOZZA T. (1980) - La dérive cénozoïque de la Corse et de la Sardaigne. *Géologie Alpine*, 56, p. 169-202.
- PIN C. et PRUCAT J.J. (1986) - Age des épisodes de métamorphisme paléozoïques dans le Massif Central et le Massif Armoricain. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (8), II, 3, p. 461-469.
- PIN C. et VIELZEUF D. (1988) - Les granulites de haute-pression d'Europe moyenne témoins d'une subduction éo-hercynienne. Implications sur l'origine des groupes leptyno-amphiboliques. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (8), IV, 1, p. 13-20.
- PUPIN J.P. (1976) - Signification des caractères morphologiques du zircon commun des roches en pétrologie. Base de la méthode typologique. Applications. Thèse Sci., Univ. Nice, 394 p.
- PUPIN J.P. (1980) - Zircon and granite petrology. *Contrib. Miner. Petr.*, 33, p. 207-220.
- PUPIN J.P. (1985) - Magmatic zoning of hercynian granitoids in France based on zircon typology. *Schweiz. Min. Petr. Mitt.*, 65, p. 29-56.
- PUPIN J.P. (1988) - Granites as indicators in paleogeodynamics. *Rend. Soc. Ital. Min. Petrol.*, 43, 2, p. 237-262.
- PUPIN J.P. et TURCO G. (1973) - Le microgranite de Plan de la Tour (Maures) : Relations avec le granite de cette localité et détermination de son âge. *C.R. Acad. Sci. Paris*, D, 276, p. 3261-3264.
- RICCI C.A. et SABATINI G. (1978) - Petrogenetic affinity and geodynamic significance of metabasic rocks from Sardinia, Corsica and Provence. *N.J. Mineral. Mh.*, 2, 1, p. 28-38.
- ROUBAULT M., BORDET P., LEUTWEIN F., SONET J. et ZIMMERMANN J.L. (1970a) - Ages absolus des formations cristallophylliennes des massifs des Maures et du Tanneron. *C.R. Acad. Sci. Paris*, D, 271, p. 1067-1070.
- ROUBAULT M., BORDET P., LEUTWEIN F., SONET J. et ZIMMERMANN J.L. (1970b) - Ages absolus des formations volcaniques du Tanneron - Estérel (Var). *C.R. Acad. Sci. Paris*, D, 271, p. 1157-1160.
- SANTALLIER D. (1983) - Main metamorphic features of the Paleozoic orogen in France. In "Regional trends in the geology of the Appalachian-Caledonian-Hercynian-Mauritanide orogen", P. Schrenk (Ed.), Reidel, Dordrecht, p. 263-274.
- SCHOELLER H. (1938) - Sur la présence de Graptolites dans les schistes métamorphiques du Massif des Maures. *C.R. Somm. Soc. géol. Fr.*, p. 147.
- SERMENT R. (1965) - Etude structurale du granite de Plan de la Tour. DES, Marseille.
- SERMENT R. et TRIAT J.M. (1967) - Etude tectonique du granite de Plan de la Tour. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), IX, p. 662-669.
- SEYLER M. (1975) - Pétrologie et lithostratigraphie des formations cristallophylliennes dans la chaîne de la Sauvette (Maures, Var, France). Thèse 3e cycle, Univ. Nice, 175 p.
- SEYLER M. (1988) - Géologie de la partie centrale des Maures. Conséquences sur l'évolution géodynamique du massif. *Géologie de la France*, BRGM, (2), 1, p. 81-96.
- SEYLER M. (1986) - Magmatologie des séries volcaniques métamorphiques. L'exemple des métavolcanites cambro-ordoviciennes, en particulier alcalines, du socle provençal (France). *Doc. Lab. Géol. Lyon*, 371 p.
- SEYLER M. et BOUCARUT M. (1978) - Données nouvelles sur la lithostratigraphie du massif des Maures le long d'une transversale Réal Martin - Grimaud. *Bull. Bur. Rech. géol. min.*, (2), 1, p. 3-18.
- SEYLER M. et BOUCARUT M. (1979) - Existence d'un paléovolcanisme alcalin et transitionnel dans le massif hercynien des Maures (Var). Etude géochimique des amphibolites et résultats préliminaires concernant la chimie des leptynites. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XXI, 1, p. 11-20.
- SEYLER M. et CREVOILA G. (1982) - Mise au point sur la structure et l'évolution géodynamique de la partie centrale du massif des Maures. *C.R. Acad. Sci. Paris*, II, 295, p. 243-246.
- TEMPIER C. (1978) - Les événements calédoniens dans les massifs varisques du Sud-Est de la France, Corse et Sardaigne. *PICG 27. Geol. Surv. Canada, Paper 78-13*, p. 177-181.
- TOUTIN N. (1980) - Le Permien continental de la Provence orientale (France). Thèse Sci., Univ. Nice, 2 t., 594 p.
- TOUTIN-MORIN N. (1987) - Les bassins permien provençaux, témoins de l'orogénèse hercynienne et de l'ouverture de la Téthys dans le Sud-Est de la France. *Ann. Soc. géol. Nord*, CVI, p. 183-187.
- TRIAI J.M. (1964) - Etude géologique du granite de Plan de la Tour, au Nord des départementales 44 et 72, DES, Marseille, 81 p.
- VAUCHEDZ A. et BUFALO M. (1985) - La limite Maures occidentales-Maures orientales (Var, France) : un décrochement ductile sénestre majeur entre deux provinces structurales très contrastées. *C.R. Acad. Sci. Paris*, II, 301, p. 1059-1062.
- VAUCHEDZ A. et BUFALO M. (1988) - Charriage crustal, anatexie et décrochements ductiles dans les Maures orientales (Var, France) au cours de l'orogénèse varisque. *Geol. Rundschau*, 77/1, p. 45-62.
- VELLUTINI P. (1977) - Le magnétisme permien de la Corse du Nord-Ouest. Son extension en Méditerranée occidentale. Thèse Sci., Univ. Marseille, 276 p.
- VELLUTINI P., VINCENT P.M., BOUCARUT M., BRISSET F., BRUNETON P. et COCHEMÉ J.J. (1976) - Découverte d'une structure en "cauldron" dans le massif volcanique de l'Estérel. *C.R. Acad. Sci. Paris*, D, 282, p. 33-36.
- WALLERANT F. (1889) - Etude géologique de la région des Maures et de l'Estérel. Thèse Sci., Univ. Rennes.

Caractérisation des protolithes des migmatites et granites anatectiques crustaux d'après l'étude des zircons

Jean-Pierre Pupin

C.R. Acad. Sci. Paris,
t. 319, série II,
p. 1191 à 1197,
1994

Institut de Géologie, ZIRC,
Laboratoire de Pétrologie-Minéralogie,
Université de Nice, parc Valrose,
06108 Nice Cedex 2, France
et URA CNRS D17-63 « Géochimie,
Géochronologie, Pétrologie de la
Croûte et de ses Interfaces »,
Université de Montpellier II,
USTL, place E.-Bataillon,
34000 Montpellier, France.

Résumé Une nouvelle méthode est proposée pour définir ou contraindre la nature des protolithes des migmatites et granites d'anatexie crustale. Dans les zircons, les noyaux ayant été préservés de l'anatexie sont utilisés comme indicateurs du type de protolithe sur la base de leurs structures observées en cathodoluminescence et de leur géochimie des éléments en traces analysés à la microsonde électronique (diagrammes Hf-Y et U-Th).

Mots-clés : Granite, Migmatite, Protolithe, Zircon, Géochimie éléments en traces.

Abstract **Characterization of sources for migmatites and crustal anatectic granites from zircon studies**

A new method, based on the study of inherited cores in zircon, is proposed to determine or constrain the protolith of migmatites and crustal anatectic granites. The method uses crystal structures observed in cathodoluminescence and trace-element geochemistry analysed by electron microprobe (Hf-Y and U-Th diagrams).

Keywords : Granite, Migmatite, Protolith, Zircon, Trace element geochemistry.

**Abridged
English
Version**

INTRODUCTION

MORPHOLOGICAL and other characteristics of zircon populations in non-migmatitic ortho- and para-gneisses indicate the composition of the protoliths (Pupin, 1976). Trace element geochemistry of zircon crystals can refine and amplify these results (Pupin, 1992).

Migmatization induces new zircon crystal growth at around 650-700°C. The new inclusion-poor zircon generally shows a well developed (110) prism (Pupin, 1976; Brouand *et al.*, 1990). Consequently, the mean morphological character (\bar{A} , \bar{T}) of the populations mainly lies in the anatectic domain for granitic rocks, except for a few samples which are significantly outside it (figure 1). Migmatitic zircons also have low U and Th contents (Pupin, 1992). If one cannot identify the type of parent rock by zircon morphology alone, the combination of

morphology (typology) with internal structures and with geochemistry of zircon crystals (Pupin, 1992) constitutes a new additional method to further characterize or to constrain the nature of the protolith of migmatites and anatectic granites.

ZIRCON CORE MORPHOLOGY AND INTERNAL STRUCTURES

Nearly all zircons in migmatites and (sub)autochthonous anatectic granites inherit cores. Only those cores with high trace-element contents (notably U), which have become metamictic with time can be seen in transmitted light. Cores poor in trace elements are revealed by cathodoluminescence, for example as observed by defocusing the beam in the electron microprobe.

Cores are either idiomorphic (and so in complete continuity with the new anatectic

Note

présentée par
Jean Dercourt.

remise le 5 avril 1994,
acceptée après révision
le 14 septembre 1994.

growth) or xenomorphic (fragments or rounded zircons in clear discontinuity with overgrowths, Van Breemen *et al.*, 1986; Van Breemen and Parrish, 1986) (figure 2 a, b, c). The shape of the core typically influences the shape of the anatectic zircon overgrowth (figure 2 d, e). The new growth generally favours pyramidal development (figure 2 f) (Vavra, 1990). Irregular or broken cores may induce aggregate crystals with parallel *c* axes, and are developed more frequently in anatectic melts (figure 2 g) (Pupin, 1976).

Core morphology influences the morphology of new anatectic zircons: a large core with (100) prism predominant leads to new zircon with a well developed (100) prism, whereas a small core leads to a classic morphology for growth in peraluminous anatectic melts: $S_{1,2,3}$, $S_{6-7,8}$ (650-700°C) (figure 2 h, i) (Pupin, 1980). The morphological distribution of the new population consequently depends upon the morphology of the inherited population and the degree to which protolith zircons were resorbed (figure 2 j, k).

Internal structures of cores indicate crystallization either in a peraluminous magma if the (211) pyramid is predominant (orogenic calc-alkaline or anatectic magma) (figure 2 l), or in a more-or-less alkaline medium if the (101) pyramid is predominant (anorogenic alkaline or tholeiitic-transitional differentiated magmatism).

ZIRCON CORE TRACE ELEMENT GEOCHEMISTRY

The distribution of core analyses in the HfO_2 - Y_2O_3 diagram (figure 3, table I) allows

distinction of calc-alkaline from anatectic origins (figure 3 a, b), and tholeiitic from alkaline origins (figure 3 c, d). Calc-alkaline is distinguished from anatectic, and tholeiitic from alkaline origins by $HfO_2 < 1.15\%$ and $< 0.9\%$ respectively (Pupin, 1992). Complementary information is obtained from diagrams using U and Th data (figures 4, 5). Cumulate curves ($UO_2 + ThO_2$) underline the role played by the fluid phase in melts with increasing contents of hygromagmatophile elements (figure 4).

APPLICATIONS

1. The Leotoing migmatite (French Massif Central) (Mathonnat, 1983).

Cores typically show well developed (211) pyramid (crystallization from peraluminous magma, table II), corresponding to a calc-alkaline distribution in the HfO_2 - Y_2O_3 diagram (figure 3 a). Cumulative ($UO_2 + ThO_2$) and OTU diagrams indicate an intermediate composition (tonalite-granodiorite) for the protolith.

2. The Manaslu anatectic leucogranite (Nepal) (Le Fort, 1981; Vidal *et al.*, 1982).

Internal structures of cores also reveal a well developed (211) pyramid, corresponding to the migmatitic domain in the HfO_2 - Y_2O_3 diagram (figure 3 b), and is confirmed by the ($UO_2 + ThO_2$) and the OTU diagrams. The protolith of the Manaslu leucogranite is considered to be migmatitic gneisses, in agreement with isotopic data (Deniel, 1985).

INTRODUCTION

Dans les gneiss non migmatitisés, même en métamorphisme non isochimique, les populations de zircons préservées permettent généralement de définir avec précision les caractères génétiques des roches initiales. La méthode est basée sur la comparaison morphologique avec les domaines et caractères des populations obtenues sur des roches non métamorphosées: distribution et répartition

typologiques, tendances d'évolution typologique pour des populations homogènes (origine magmatique) (Pupin, 1976, 1980), caractères variés des monocristaux pour des populations hétérogènes (sédimentaire polygénique par exemple). La caractérisation géochimique des zircons (Pupin, 1992) peut renforcer ou préciser les résultats obtenus.

Les gneiss affectés par la migmatisation vers 650-700°C voient leurs populations de zircons jusqu'alors préservées, remplacées

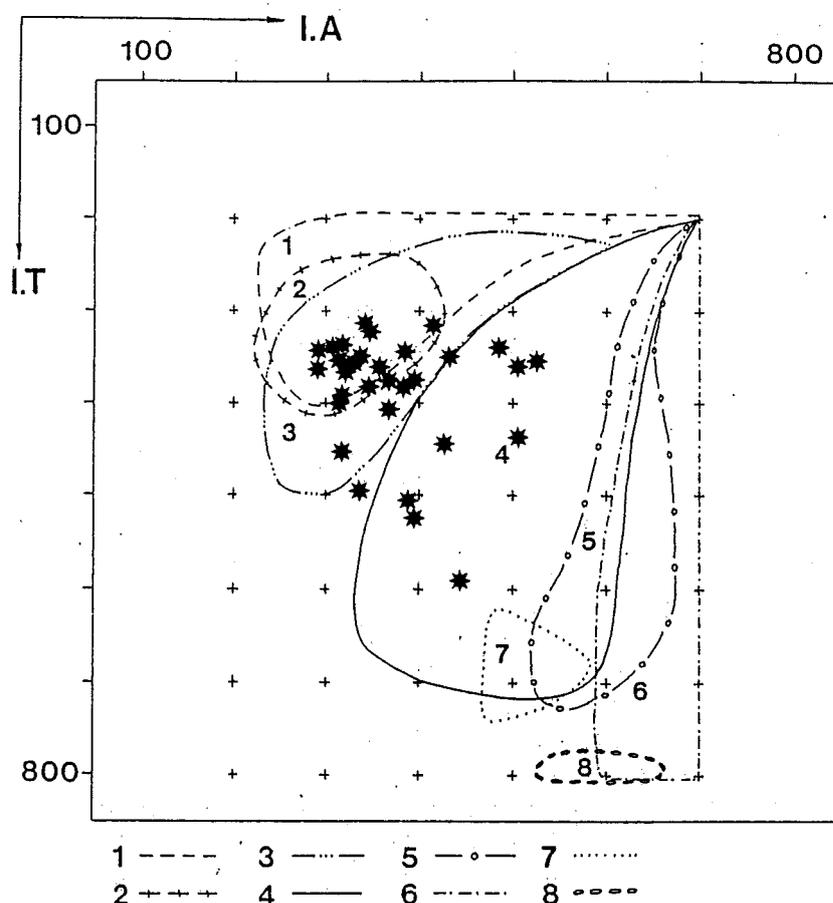


Figure 1 Répartition typologique des populations de zircons de migmatites (étoiles) dans le diagramme (A, T) (indices A et T respectivement fonction des développements relatifs pyramidaux (211) et (101) et prismatiques (110) et (100) (Pupin, 1976, 1980). Domaines granitiques pour comparaison : (1) leucogranites alumineux, (2) granites anatectiques (sub)autochtones, (3) monzogranites-granodiorites alumineux intrusifs, (4) granites calco-alcalins et calco-alcalins potassiques, (5) granites subalcalins, (6) granites alcalins, (7) granites tholéiitiques continentaux, (8) plagiogranites océaniques.

Distribution of the mean points of zircon populations from migmatites (stars) in the (A, T) morphological diagram (A and T indices respectively correspond to the relative development of the (211), (101) pyramids and (110), (100) prisms (Pupin, 1976, 1980). For comparison, distribution of granitic rocks: (1) aluminous leucogranites, (2) (sub)autochthonous anatectic granites, (3) intrusive aluminous monzogranites-granodiorites, (4) calc-alkaline and K calc-alkaline series granites, (5), subalkaline series granites, (6) alkaline series granites, (7) continental tholeiitic series granites, (8) oceanic plagiogranites.

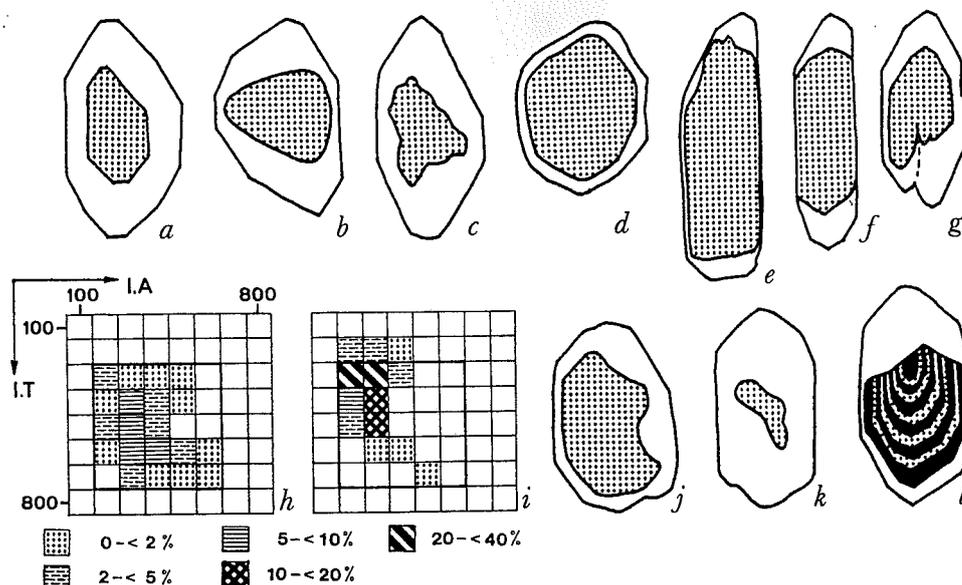
par de nouvelles populations à caractère anatectique, c'est-à-dire constituées de cristaux pauvres en inclusions dans la partie nouvellement cristallisée et pauvres en U, Th (Pupin, 1992). Les points moyens des populations de zircons des migmatites se situent principalement dans le domaine défini pour les granites anatectiques crustaux (figure 1) avec des cristaux à prisme (110) et pyramide (211) dominants (Pupin, 1976, 1980; Brouand *et al.*, 1990); les exceptions correspondent à des populations dont les zircons reliques, initialement à prisme (100) ou/et pyramide (101) bien développés n'ont reçu qu'une néocristallisation périphérique trop limitée pour modifier de façon significative les morphologies initiales protolithiques. Ces néocristallisations anatectiques, susceptibles de modifier plus ou moins les caractères morphologiques hérités, interdisaient jusque récemment la possibilité de remonter aux pro-

tolithes. L'étude systématique de la géochimie des zircons dans les roches magmatiques (Pupin, 1992) et la possibilité d'utiliser les structures internes des zircons reliques (noyaux) par observation en cathodoluminescence permettent aujourd'hui de lever cette difficulté et de proposer une méthode nouvelle de caractérisation des protolithes.

CARACTÈRES GÉNÉRAUX DES NOYAUX PRÉSERVÉS DE L'ANATEXIE (MORPHOLOGIE ET STRUCTURES INTERNES)

Dans les roches anatectiques peu évoluées (migmatites, granites d'anatexie autochtones-subautochtones), les noyaux préservés de la fusion partielle crustale sont présents dans pratiquement 100 % des cristaux. Cependant, tous ne sont pas visibles en transmission au microscope polarisant: leur visibilité est directement liée à leur teneur en éléments ra-

Figure 2 Formes des noyaux hérités (en pointillés) et influence sur le cristal néoformé (en blanc) : (a) automorphe, lpa, Népal ; (b) arrondi, Pont du Vernet, Massif Central ; (c) fragment, lpa ; (d) trapu et (e) allongé, Velay, Massif Central ; (f) croissance pyramidale, Brévent, Alpes occidentales ; (g) groupement cristallin induit, Velay ; (j) gros noyau influençant la typologie S_{24} , lpa ; (k) petit noyau n'influençant pas la typologie SZ_3 , Manaslu, Népal ; (l) zonage pyramidal dans le noyau, Léotoing, Massif Central. Populations (h) du Velay et (i) de lpa, respectivement très et peu influencées par la morphologie des zircons hérités.



Shapes of relict cores (pitted) and influence on the new anatectic growth (white): (a) euhedral, lpa, Nepal; (b) rounded, Pont du Vernet, Massif Central; (c) fragment, lpa; (d) short and (e) long prismatic, Velay, Massif Central; (f) pyramidal growth, Brevent, western Alps; (g) induced aggregate crystals, Velay; (j) morphology S_{24} derived from a large core, lpa; (k) morphology SZ_3 not influenced by a small core, Manaslu, Nepal; (l) pyramidal zoning in the core, Léotoing, Massif Central. Morphology of inherited zircon influencing largely (h, Velay) or not (i, lpa) the new anatectic populations.

diogéniques en traces, notamment en U qui conduit à leur métamictisation plus ou moins prononcée. La cathodoluminescence les révèle même dans des cristaux anciens largement limpides et transparents: l'observation est effectuée par défocalisation du faisceau de la microsonde électronique [(Camebax, Univ. Montpellier, programmes analytiques C. Merlet; conditions d'utilisation: 25 kV, 100 nA; temps de comptage: 30 s (Si, Zr), 50 s (Hf), 110 s (Y), 140 s (U, Th)].

Les noyaux peuvent être automorphes, et à structures zonaires apparaissant sans discordances avec la nouvelle cristallisation, ou xénomorphes (fragmentaires, arrondis ou irréguliers) et souvent discordants (Van Breemen *et al.*, 1986; Van Breemen et Parrish, 1986) (figure 2 a, b, c). La forme initiale du noyau détermine souvent la forme future du zircon anatectique: de petits noyaux isométriques induisent des zircons trapus, des noyaux allongés induisent des zircons eux-mêmes allongés (figure 2 d, e). L'essentiel de la croissance s'effectue le plus souvent dans le domaine des pyramides, accentuant encore l'élongation (figure 2 f) (Vavra, 1990). Les défauts des noyaux sont à l'origine de groupements cristallins simples ou multiples à axes c parallèles (figure 2 g). On l'observe fréquemment dans les migmatites ou granites d'anatexie (Pupin, 1976; p. 299: 1 à 18 % de

cristaux présentent ces phénomènes de croissance).

Cette influence joue également sur la morphologie: de gros noyaux à prisme (100) dominant induisent des zircons anatectiques, eux-mêmes à prisme (100) bien développé, tandis que de petits noyaux conduisent à des zircons de typologie classique pour les milieux anatectiques alumineux S_{1-2-3} , S_{6-7-8} (650-700 °C; Pupin, 1980) (figure 2 j, k). En conséquence, la morphologie de la population de zircons hérités et leur degré de résorption pendant l'anatexie influencent nettement la future population anatectique: de petits noyaux conduisent à une population limitée classique (figure 2 i), tandis que de gros noyaux, à morphologie initiale très différente des nouvelles conditions de cristallisation, conduisent à des populations beaucoup plus étalées (figure 2 h). Ces dernières seront donc un reflet partiel de la population héritée du protolithe, avec parfois un caractère bimodal.

Selon notre interprétation (Pupin, 1980, 1992), les structures internes des noyaux révélées par la cathodoluminescence soulignent: une cristallisation en milieu fortement alumineux si la pyramide (211) domine (magma orogénique de type calco-alcalin ou anatectique (figure 21), en milieu plus ou moins fortement alcalin si la pyramide (101)

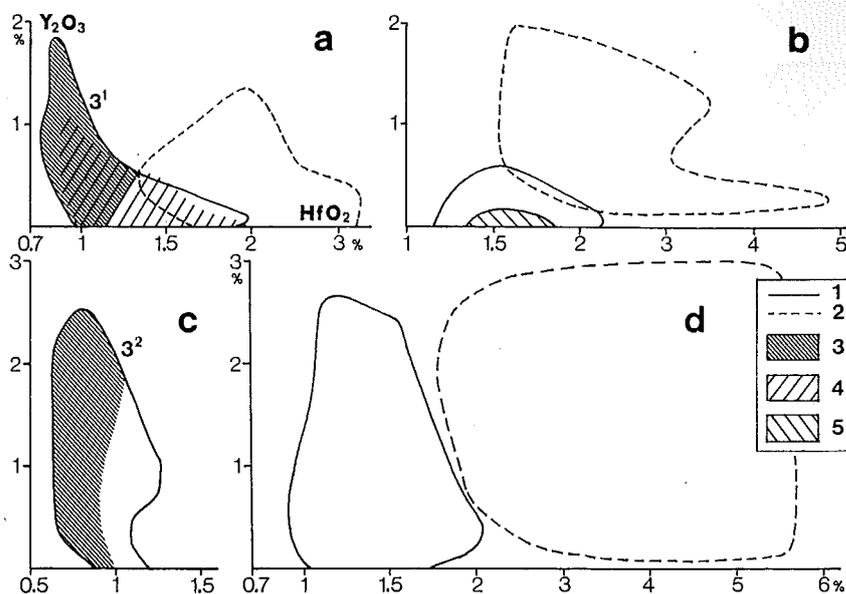


Figure 3

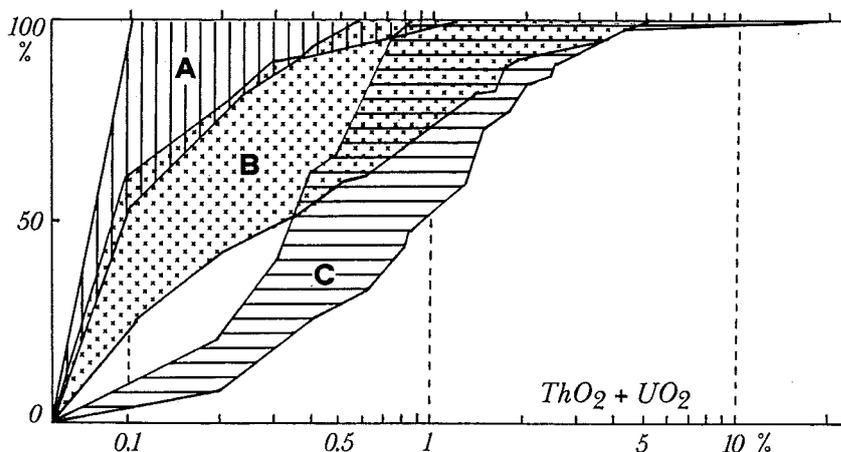


Figure 4

Figure 3 Domaines de répartition des types granitiques dans le diagramme (HfO_2 , Y_2O_3): (a) calco-alkalins, (b) migmatites (zone hachurée) et granites d'anatexie, (c) plagiogranites et (d) alcalins. (1) Phase magmatique, (2) tardi-magmatique = surcroissances tardives synchrones du quartz interstitiel; (3) domaines spécifiques: (3^1) des zircons des granites calco-alkalins (non couvert par les zircons anatectiques), et (3^2) des zircons tholéïtiques (non couvert par les zircons alcalins); domaines de répartition des noyaux (4) de Léotoing et (5) du Manaslu.

(HfO_2 , Y_2O_3) distribution in zircon from (a) calc-alkaline and (b) migmatites (hatched area)-anatectic granites, (c) tholeiitic and (d) alkaline granites. (1) Magmatic phase, (2) late magmatic phase=late overgrowths synchronous with interstitial quartz; (3) specific domains for (3^1) calc-alkaline zircons (nor for anatectic zircons) and (3^2) tholeiitic zircons (not for alkaline zircons); distributions of the nuclei of (4) Leotoing and (5) Manaslu.

Figure 4 Diagrammes cumulatifs ($ThO_2 + UO_2$) du zircon. Principaux domaines des roches endogènes: (A) plagiogranites, gabbros-diorites-tonalites, migmatites; (B) granites alcalins hypersolvus, granodiorites-monzogranites calco-alkalins et anatectiques; (C) granites alcalins subsolvus et pegmatites.

Cumulative frequency diagram of the ($ThO_2 + UO_2$) content in zircon, with domains corresponding to different kinds of endogenous rocks: (A) plagiogranites, gabbros-diorites-tonalites, migmatites; (B) hypersolvus alkaline granites, calc-alkaline and anatectic granodiorites-monzogranites; (C) subsolvus alkaline granites and pegmatites.

est très dominante (magmatisme anorogénique alcalin ou tholéïtique-transitionnel différencié).

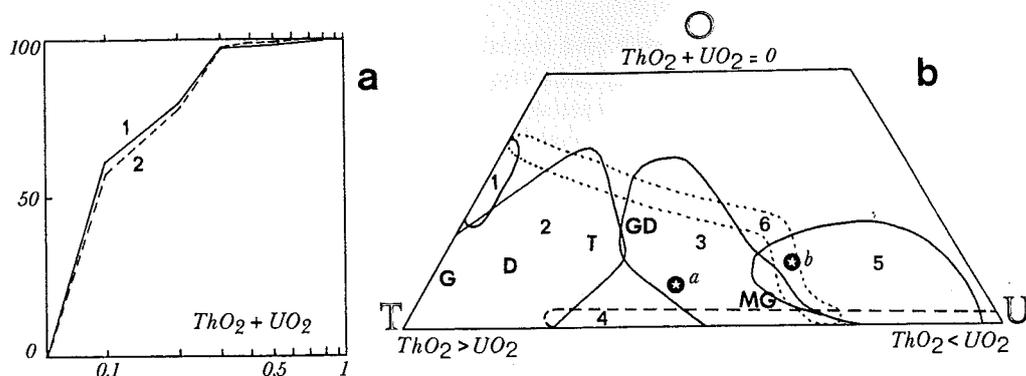
CARACTÈRES GÉOCHIMIQUES DES NOYAUX

A côté de la morphologie observable et des structures internes des noyaux, la géochimie des traces révèle l'origine de ces reliques. La persistance de zonages complexes dans les noyaux, avec des compositions comparables à celles observées dans les zircons des roches magmatiques, souligne l'absence de phéno-

mènes de diffusion importants qui auraient pu modifier considérablement la composition originelle.

1^{er} Le diagramme HfO_2 - Y_2O_3 (figure 3 et tableau I) (Pupin, 1992) permet de séparer les zircons des roches: (a) calco-alkalines des migmatites et granites anatectiques (figure 3 a, b), (b) les granites alcalins des lignées tholéïtiques (figure 3 c, d), les valeurs plus faibles en Hf étant les plus significatives pour la phase magmatique (par exemple HfO_2 toujours $> 1,15\%$ pour les zircons anatectiques ou $> 0,9\%$ pour les zircons des granites alcalins, Pupin, 1992).

Figure 5 (a) Courbes cumulatives ($ThO_2 + UO_2$) des noyaux reliques (1) du leucogranite de Manaslu et (2) de la migmatite de Léotoing. (b) Diagramme OTU : pôle O = nombre d'analyses microsonde avec $ThO_2 + UO_2 = 0$, pôle T = nombre d'analyses avec $ThO_2 > UO_2$, pôle U = nombre d'analyses avec $UO_2 > ThO_2$, Domaines : (1) plagiogranites, (2) gabbros G - diorites D - tonalites T, (3) granodiorites GD - monzogranites MG calco-alcalins, (4) granites alcalins, (5) granites anatectiques, (6) migmatites (zircon néoformé); position des noyaux hérités (a) de Léotoing et (b) de Manaslu.



(a) Cumulative curves of the $ThO_2 + UO_2$ content in the relict zircon cores from (1) the Manaslu leucogranite and (2) the Léotoing migmatite. (b) OTU diagram: pole O = number of probe analyses with $ThO_2 + UO_2 = 0$, pole T = number of analyses with $ThO_2 > UO_2$, pole U = number of analyses with $UO_2 > ThO_2$. Domains: (1) plagio-granites, (2) gabbros G - diorites D - tonalites T, (3) calc-alkaline granodiorites GD - monzogranites MG, (5) anatectic granites, (6) migmatites (new crystallized zircon); location of (a) Léotoing and (b) Manaslu relict cores.

Tableau I Références analytiques utilisées pour établir la figure 3 (documents sur demande) : φ_2 et φ_3 = phases magmatique et tardi-magmatique ; NA, NZ et NE = nombres d'analyses à la microsonde, de zircons analysés et d'échantillons étudiés.

Analytical references used for establishing figure 3: φ_2 et φ_3 = magmatic and tardi-magmatic phases; NA, NZ and NE = numbers of microprobe analyses, analysed zircons and studied samples.

	Migmatites		Granites anatectiques		Granitoïdes calco-alcalins		Granites alcalins		Plagio-granites	TOTAL
	φ_2	φ_3	φ_2	φ_3	φ_2	φ_3	φ_2	φ_3		
NA..	210	547	211	758	902	126	400	30	268	2 682
NZ ..	92			225		200		113	44	674
NE ..	6			21		21		6	2	56

Tableau II Migmatite de Léotoing (H. Gimenez, n° 205, Nice).

SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	TiO_2	P_2O_5	H_2O^+	H_2O^-	TOTAL
66,60	16,50	0,88	5,39	0,09	2,18	1,05	1,34	3,13	0,80	0,13	1,70	0,13	99,92

2° Les diagrammes utilisant les teneurs en U et Th (figures 4 et 5) (Pupin, 1992 modifié) des zircons renforcent cette distinction en soulignant le caractère plus ou moins évolué du magma correspondant. Les courbes cumulatives ($UO_2 + ThO_2$) (figure 4) soulignent le rôle de la phase fluide par l'enrichissement en éléments hygro-magmatophiles (U, Th) (déplacement de la courbe cumulative représentative de la population de zircons vers la droite du diagramme) selon les séquences :

- plagiogranite tholéiitique → granite alcalin hypersolvus → granite alcalin subsolvus ;
- gabbro-diorite-tonalite → granodiorite calcoalcaline → monzogranite calco-alcalin ;
- migmatite → granite anatectique autoch-

tone → granite anatectique intrusif (granodiorite, monzogranite, leucomonzogranite).

APPLICATIONS

Deux applications de cette nouvelle méthode sont proposées ici.

1° La migmatite de Léotoing (Massif Central français) (Mathonnat, 1983).

Il s'agit d'une roche hyperalumineuse à disthène, grenat, cordiérite (tableau II). La population des noyaux (100 % des zircons) de la migmatite révèle des structures internes montrant très fréquemment une pyramide dominante (211), traduisant une cristallisation en milieu hyperalumineux. Dans le dia-

gramme (HfO_2 , Y_2O_3), la distribution homogène et continue souligne une origine principalement monogénique, comparable à celle des populations de roches magmatiques calco-alcalines (figure 3 a). Les courbes cumulatives ($\text{ThO}_2 + \text{UO}_2$) révèlent des noyaux à chimisme peu évolué (figure 5 a) de type diorite-tonalite, tandis que le diagramme OTU place les noyaux de Léotoing entre les diorites-tonalites et granodiorites (figure 5 b). En tenant compte de ces faits, et en raison de l'existence de surcroissances limitées (noyaux sombres métamictes peu nombreux), le protolithe apparaît donc comme une ancienne tonalite-granodiorite. Compte tenu du fort déficit en Ca et Na par rapport à une composition magmatique classique, on ne peut totalement exclure une origine sédimentaire détritique monogénique peu recyclée, issue du même matériel calco-alcalin.

2° Le leucogranite du Manaslu (Népal) (Le Fort, 1981; Vidal *et al.*, 1982).

La population de noyaux (100 % des zircons) du leucogranite alumineux révèle éga-

lement des structures internes avec développement dominant de la pyramide (211). Le diagramme (HfO_2 , Y_2O_3) présente une distribution très limitée, en correspondance parfaite avec le domaine actuellement défini pour les migmatites (figure 3 b). Les courbes cumulatives ($\text{Th}_2 + \text{UO}_2$) révèlent des noyaux à chimisme peu évolué, de type migmatite-granite d'anatexie (sub)autochtone (figure 5 a). Le diagramme OTU place les noyaux du Manaslu dans un champ où se surimposent les migmatites et les granites d'anatexie peu évolués (figure 5 b). Le protolithe du granite du Manaslu s'interprète donc comme une formation de gneiss migmatitiques, en bon accord avec les conclusions issues de la géochimie isotopique (Deniel, 1985).

D'autres applications effectuées actuellement permettent également de contraindre l'origine monogénique ou polygénique de la source des magmas anatectiques crustaux. Une étude statistique basée sur de nombreux exemples permettra de souligner les fréquences relatives des différents types de sources.

Remerciements : L'auteur remercie Claude Merlet pour son aide efficace à la microsonde électronique, ainsi que les professeurs Francis Persoz et Bruce Nelson pour leur lecture critique du manuscrit et l'amélioration de la version anglaise.

- BROUAND, M., BANZET, G. et BARBEY, P., 1990. Zircon behaviour during crustal anatexis. Evidence from the Tibetan Slab migmatites (Népal), *J. Volc. Geoth. Res.*, 44, p. 143-161.
- DENIEL, C., 1985. Apport des isotopes du Sr, Nd et Pb à la connaissance de l'âge et de l'origine des leucogranites himalayens. Exemple du Manaslu (Himalaya, Népal), *Thèse*, Université de Clermont-Ferrand, 93 p., déposée à la Soc. géol. de France.
- LE FORT, P., 1981. Manaslu leucogranite: a collision signature of the Himalaya. A model for its genesis and emplacement, *J. Geophys. Res.*, 86, p. 10545-10568.
- MATHONNAT, M., 1983. La série métamorphique du Cézailier, Massif Central français, *Thèse*, Université de Clermont-Ferrand II, 208 p., non publiée, déposée à la BU de Clermont-Ferrand II.
- PUPIN, J. P., 1976. Signification des caractères morphologiques du zircon commun en pétrologie. Base de la méthode typologique. Applications, *Thèse*, Université de Nice, 394 p., déposée à la Soc. géol. de France.
- PUPIN, J. P., 1980. Zircon and granite petrology, *Contrib. Mineral. Petrol.*, 73, p. 207-220.
- PUPIN, J. P., 1992. Les zircons des granites océaniques et continentaux : couplage typologie géochimie des éléments en traces, *Bull. Soc. géol. France*, 163, n° 4, p. 495-507.
- VAN BREEMEN, O., DAVIDSON, A., LOVERIDGE, W. D. et SULLIVAN, R. W., 1986. U-Pb zircon geochronology of Grenville tectonites, granulites and igneous precursors, Parry Sound, Ontario, *Geol. Assoc. of Canada*, special paper 31, p. 191-207.
- VAN BREEMEN, O. et PARRISH, R. R., 1986. Zircons record ancient geological processes, *Geos*, 15, n° 2, p. 18-21.
- VAVRA, G., 1990. On the kinematics of zircon growth and its petrogenetic significance: a cathodoluminescence study, *Contrib. Mineral. Petrol.*, 106, p. 90-99.
- VIDAL, P., COCHERIE, A. et LE FORT, P., 1982. Geochemical investigations of the origin of the Manaslu leucogranite (Himalaya, Nepal), *Geochim. Cosmochim. Acta*, 46, p. 2279-2292.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES