

**CARTE
GÉOLOGIQUE
DE LA FRANCE
À 1/50 000**

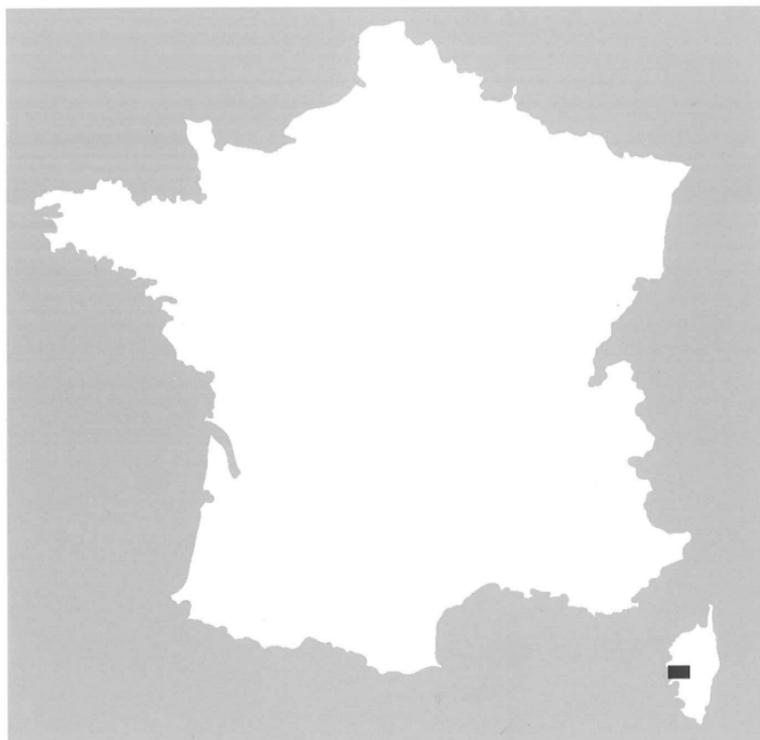
VICO- CARGÈSE

par

PH. ROSSI, J. MARRE (†),

A. COCHERIE, Y. CABALLERO





VICO-CARGÈSE

La carte géologique à 1/50 000
VICO-CARGÈSE est recouverte
par les coupures suivantes
de la Carte géologique de la France à 1/80 000
à l'Ouest : VICO (N° 262)
à l'Est : CORTE (N° 263)

Galeria Osani	Corte	Cervione
VICO CARGÈSE	Venaco	Pietra di Verde
Sarrola Carcopino	Bastelica	Ghisonaccia

BRGM
SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL

**COMITÉ DE LA CARTE GÉOLOGIQUE
DE LA FRANCE**

Président : J.-M. LARDEAUX ; *Vice-Président* : P. GUENNOC ;
Secrétaire Général : D. JANJOU ; *Membres* : P. BARBEY,
Y. CALLEC, D. CASSARD, J.-L. DURVILLE, M. FAURE, D. GIBERT,
P. GIGOT, F. GUILLOCHEAU, L. JOLIVET, S. LALLIER, D. MARQUER,
P. NEHLIG, E. PALVADEAU, R. POLINO, F. QUESNEL, P. ROSSI,
A. SCHAFF, K. SCHULMANN, Y. SIMÉON, D. TESSIER, P. THIERRY,
C. TRUFFERT

**NOTICE EXPLICATIVE DE LA FEUILLE
VICO-CARGÈSE À 1/50 000**

par

Ph. ROSSI, J. MARRE(†), A. COCHERIE, Y. CABALLERO

2010

**BRGM Éditions
Service géologique national**

Références bibliographiques. Toute référence en bibliographie à ce document doit être faite de la façon suivante :

– *pour la carte* : ROSSI Ph. et MARRE J. (2010) – Carte géol. France (1/50 000), feuille Vico-Cargèse (1113). Orléans : BRGM. Notice explicative par Rossi Ph., Marre J. (†), Cocherie A., Caballero Y. (2010), 156 p.

– *pour la notice* : ROSSI Ph., MARRE J.(†), COCHERIE A., CABALLERO Y. (2010) – Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Vico-Cargèse (1113). Orléans : BRGM, 156 p. Carte géologique par Rossi Ph., Marre J. (2010).

© BRGM, 2010. Tous droits de traduction et de reproduction réservés. Aucun extrait de ce document ne peut être reproduit, sous quelque forme ou par quelque procédé que ce soit (machine électronique, mécanique, à photocopier, à enregistrer ou tout autre) sans l'autorisation préalable de l'éditeur.

ISBN : 978-2-7159-2113-9

SOMMAIRE

RÉSUMÉ	7
RIASSUNTO	9
ABSTRACT	10
INTRODUCTION	13
<i>CADRE GÉOLOGIQUE</i>	13
Socle pré-batholitique	13
Magmatisme Mg-K (U1)	15
Magmatisme calco-alcalin (U2)	17
Intrusions volcano-plutoniques métalumineuses et alcalines U3	18
<i>TRAVAUX ANTÉRIEURS ET CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE</i>	19
<i>ORGANISATION D'ENSEMBLE DES FORMATIONS</i>	20
DESCRIPTION DES TERRAINS	20
<i>TERRAINS NON AFFLEURANTS</i>	20
<i>TERRAINS AFFLEURANTS</i>	23
Terrains encaissants du batholite	23
Association magmatique à caractère magnésio- potassique U1 Viséen	28
Association magmatique volcano-plutonique U2 : granitoïdes subalumineux et roches basiques tholéitiques	55
Magmatisme stéphanien supérieur-permien inférieur	
Associations magmatiques volcano-plutoniques métalumineuse et alcaline U3, magmatisme tholéitique	67
Système filonien	83
Quaternaire	85
CONDITIONS DE FORMATION DES ENTITÉS GÉOLOGIQUES	89
<i>ORIGINE, ASCENSION ET MISE EN PLACE DU MAGMATISME ALCALIN U3</i>	95
ÉVOLUTION TECTONOMÉTAMORPHIQUE	97
<i>ÂGE DE MISE EN PLACE DES INTRUSIONS U1</i>	101
Datation des diverses étapes du cheminement PT des intrusions Mg-K	101

SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE	105
GÉODYNAMIQUE RÉCENTE	119
GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT	120
<i>RESSOURCES EN EAU</i>	120
Données climatiques	120
Hydrographie	121
Hydrogéologie	121
<i>SUBSTANCES UTILES, CARRIÈRES</i>	124
<i>GÎTES ET INDICES MINÉRAUX</i>	125
Revinda-Marignana	125
Vistale	126
Lozzi-Chioni	126
DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE	127
<i>ITINÉRAIRES GÉOLOGIQUES</i>	127
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	127
AUTEURS DE LA NOTICE	141
ANNEXES	143
<i>ANNEXE GÉOCHRONOLOGIE</i>	145

LISTE DES FIGURES

Fig. 1 - Disposition des socles E1 panafricain et E2 éohercynien et de l'ensemble des intrusions U1 magnésio-potassiques	14
Fig. 2 - Représentation de la composition des associations magmatiques du batholite corse dans un plan QAP	16
Fig. 3 - Distribution des éléments en trace des amphibolites de Topidi et de Zicavo comparée à celle de basaltes de type E-MORB dans un diagramme de normalisation par rapport au manteau primitif	26
Fig. 4 - Composition des granitoïdes et des roches basiques des associations U1 magnésio-potassique et U2 calco-alcaline dans une représentation $\text{SiO}_2\text{-K}_2\text{O}$	27
Fig. 5 - Carte géologique schématique indiquant la position des socles : panafricain (E1), surmonté de sa couverture paléozoïque, et éo-hercynien (E2) ainsi que la localisation des différents groupes d'intrusion Mg-K U1	30
Fig. 6 - Projection de la composition des biotites des roches Mg-K sur un plan Al, Fe, Mg	32

Fig. 7 - Projection des compositions des granitoïdes Mg-K, des roches ultra-potassiques et des granitoïdes alumineux de Corse occidentale dans le diagramme de F. Debon et P. Lefort (1983)	33
Fig. 8 - Comparaison des compositions des intrusions des groupes de Calvi et de Vico dans la projection de F. Debon et P. Lefort (1982)	34
Fig. 9 - Distribution des éléments en traces des intrusions Mg-K du groupe de Calvi dans un diagramme de normalisation par rapport aux chondrites	35
Fig. 10 - Représentation de la composition des intrusions du groupe d'Île-Rousse dans un plan QAP	36
Fig. 11 - Comparaison des compositions des roches des unités d'Omigna (groupe de Cargèse) et de Monticello (groupe d'Île-Rousse) dans la représentation de F. Debon et P. Lefort (1982)	38
Fig. 12 - Distribution des éléments en traces des roches basiques ultrapotassiques du groupe de Cargèse et du groupe de Vico dans un diagramme de normalisation par rapport au manteau primitif	40
Fig. 13 - Comparaison des compositions des roches du groupe de Girolata-Bussaglia et de Calvi-Vico dans la représentation de F. Debon et P. Lefort (1982)	42
Fig. 14 - Typologie des zircons des unités du groupe de Calvi comparées à celle du groupe de Vico	44-45
Fig. 15 - Relations géochronologiques entre les intrusions de leucomonzogranites U2, de granites U3 et des complexes basiques au sein du batholite corse	62
Fig. 16 - Typologie des zircons du granite blanc d'Ota	72
Fig. 17 - Diagramme Th-Hf-Ta indiquant les différents champs de compositions selon Wood <i>et al.</i> (1979)	73
Fig. 18 - Typologie des zircons du granite rouge de Porto	76
Fig. 19 - Typologie des zircons des granites d'Évisa	80
Fig. 20 - Distribution des éléments en trace de filons doléritiques de la feuille Vico-Cargèse dans un diagramme de normalisation par rapport au manteau primitif	84
Fig. 21 - Distribution des âges K-Ar, en fonction de la position des échantillons analysés, sur une transversale encaissant (granite rouge de Porto) - filon doléritique - encaissant	86
Fig. 22 - Schéma représentant les zones en surrection au Carbonifère supérieur en Corse. L'intensité de la surrection pré-permienne est plus importante au Sud de la ligne Porto-Ponte Leccia (soulignée par un chapelet d'intrusions U3)	94

Fig. 23 - Projection de la composition de granites alcalins et métallumineux U3 dans une représentation Y, Nb, Ce (Eby, 1992)	98
Fig. 24 - Diagramme thermochronologique pour les granitoïdes Mg-K de Corse	100
Fig. 25 - Localisation de la suture sud varisque (SSV) dans la branche méridionale de l'orogène varisque, (modifié d'après Matte, 2001)	104
Fig. 26 - Schéma de l'évolution géodynamique du bloc corso-sarde	106
Fig. 27 - Carte structurale de la Corse, montrant la distribution des âges TF sur apatites (Jakni <i>et al.</i> , 2000)	118

LISTE DES TABLEAUX

Tabl. 1 - Résultats des analyses géochronologiques obtenues (par 3 méthodes U-Pb différentes) sur les zircons de roches de 5 complexes U3 de Corse	68
Tabl. 2 - Analyse chimique des eaux thermales de Guagno, Goccia et Caldanella	124

RÉSUMÉ

Le territoire situé sur l'emprise de la feuille Vico-Cargèse est en majorité constitué par des roches granitiques hercyniennes où subsistent quelques témoins de terrains métamorphiques plus anciens, épargnés par l'érosion, et qui demeurent les seules reliques de l'enveloppe du batholite.

Au sein de ces terrains encaissants, deux ensembles de formations ont été identifiés. Un premier ensemble de micaschistes E1 (panafricain), surmonté de formations paléozoïques -non a très peu déformées- et reposant au toit du batholite et un second ensemble gneissique E2, ayant subi déformations et métamorphismes varisques.

Les micaschistes E1, n'affleurent que dans la partie nord-est de la feuille, au Nord du complexe de Porto, ils sont associés à des amphibolites. Localement très déformés, ils sont métamorphisés dans le faciès des schistes verts. L'ensemble des gneiss E2 affleure au Sud de Capu Rossu, il regroupe des formations ortho- et para-dérivées, qui ont subi un métamorphisme de type amphibolite, et renferme des reliques éclogitiques éo-varisques. Il est clairement polyphasé et déformé par une phase varisque tardive.

L'édification du batholite se déroule entre 345 et 280 Ma. On peut y distinguer trois associations magmatiques principales, notées U1 à U3, dont les périodes de mise en place ont pu partiellement se chevaucher.

1 - La première U1, « magnésio-potassique », se met en place durant le Viséen (Carbonifère moyen), entre 345 et 330 Ma, dans la zone de contact entre les socles E1 et E2. Ces intrusions revêtent partout un caractère plutonique, à l'exception de celles qui affleurent, dans un secteur restreint au Nord-Ouest du complexe de Porto, et qui présentent des caractères subvolcaniques.

L'association U1 est constituée de roches de composition monzonitique, souvent sombres et riches en biotite et en mégacristsaux de feldspath potassique centimétriques auxquelles sont associées des roches basiques ultrapotassiques. Le domaine d'affleurement de ces intrusions, que l'on rencontre, en Corse occidentale, depuis Île-Rousse jusqu'au Sud d'Ajaccio, est cantonné à la partie occidentale de la feuille.

2 - La mise en place de l'association magmatique U2 « composite » intervient entre 305 et 290 Ma. L'ensemble volcano-plutonique, qui apparaît aujourd'hui le plus important à l'affleurement est constitué :

– pour les termes plutoniques, i) acides à intermédiaires : par des granodiorites à amphibole et biotite, des monzogranites à biotite et des leucomonzogranites et ii) basiques : par des gabbros et diorites tholéitiques, qui ont accompagné la mise

en place des magmas U2 et U3, et que l'on connaît sous forme de massifs stratifiés intrusifs, stocks ou filons ;

– pour les termes effusifs : i) par des produits andésitiques correspondant aux roches plutoniques basiques, dacitique et rhyolitique essentiellement ignimbritiques, décrits jusqu'ici comme « premier cycle volcanique » dont la composition est comparable à -terme à terme- avec celles des roches basiques associées, des granodiorites et des monzogranites ; ainsi que ii) par des rhyolites souvent très acides dont la composition est comparable à celle des leucomonzogranites ou des granites U3, et décrites jusqu'ici comme « second cycle volcanique ». Ces ensembles volcaniques occupent la partie orientale de la coupure et se développent largement vers le Nord sur la feuille Galeria-Osani.

3 - La troisième association magmatique U3, constituée de granites et de volcanites métallumineux ou alcalins, se met en place entre 288 Ma (granites métallumineux) et 278 Ma (rhyolites alcalines du Cinto) ; elle est, pour sa plus grande partie, synchrone d'U2. Ces roches, exceptionnelles en Europe, occupent une partie du Nord de la feuille entre Evisa et Porto.

L'ensemble des formations est recoupé par un réseau filonien acide et basique localement assez dense.

Le relief du territoire de la feuille Vico-Cargèse, dont l'altitude s'élève depuis le niveau de la mer jusqu'à plus de 2 300 m, est fortement entaillé par de profondes vallées. Cette région offre donc un intérêt remarquable pour élucider les relations géométriques entre les différentes familles d'intrusions.

On a pu ainsi établir que les intrusions de l'association U1, constitués dans le détail par une série de corps verticaux, chacun de plusieurs kilomètres de largeur, forme le toit des intrusions de l'association U2. Ces dernières le découpent et en isolent des panneaux, comme au col San Petru, qui « flottent », telles des buttes-témoins, au sommet des intrusions U2. Le gisement présent des granitoïdes U1 est donc celui d'une lame subhorizontale, d'une épaisseur de 1 à 2 km dans sa partie centrale, et qui s'amenuise sur ses bordures.

Le niveau d'érosion actuel ne laisse observer que la partie supérieure des intrusions U2 qui se présentent surtout sous la forme de lames à faible pendage. Un tel dispositif est notamment bien illustré, à l'Est de Cristinacce et aux alentours du col de Verghju, par le gisement subhorizontal des lames de leucomonzogranites, visible dans le paysage.

La mise en place des granites alcalins U3 s'effectue selon un mécanisme de subsidence de blocs « cauldron subsidence » qui découpe le dispositif en sandwich des goupes U1 et U2.

RIASSUNTO

Il territorio dei fogli Vico e Cargèse risulta principalmente costituito da un substrato granitico ercinico nel quale si conservano ancora alcuni testimoni di terreni metamorfici più antichi che rappresentano soli relitti dell'incassante del batolite.

Nel basamento pre-batolite, sono stati distinti due gruppi di formazioni, un primo gruppo di micacisti E1 (panafricano), che ha subito deformazioni pre-varisiche e che si trova al tetto del batolite, e un secondo gruppo gneissico E2, che registra/ha subito deformazione varisiche.

Le formazioni E1, presenti solo nella parte NE del foglio, a N del complesso di Porto, sono rappresentate da rocce metasedimentarie ed anfiboliti, localmente intensamente deformate e che hanno subito un metamorfismo in facies scisti verdi.

Il gruppo E2 è costituito da formazioni orto- e paraderivate che hanno subito un metamorfismo in facies anfibolitica e contengono relitti eclogitici eovarischi. Essi hanno una natura chiaramente polifasica e sono stati deformati da una fase varisica tardiva; affiorano a sud di Capo Rosso.

La messa in posto del magma all'origine dei graniti (e delle rocce basiche) e delle rocce vulcaniche si è verificata fra i 345 ed i 260 Ma. La composizione delle rocce granitiche che costituiscono il batolite è assai variabile, ma, ciò nonostante, è possibile raggrupparle in tre grandi unità.

1 - Si potrà, quindi, distinguere una prima unità intrusiva U1 « magnesio-potassica », messa in posto, nel Cabonifero medio, fra i 345 ed i 340 Ma al contatto fra i basamenti E1 e E2. Queste intrusioni mostrano sempre un carattere plutonico, ad eccezione dell'affioramento a NW del complesso di Porto dove assumono un carattere subvulcanico. L'unità U1 è costituita da rocce a composizione monzogranitica spesso di colore scuro, ricche in biotite ed in megacristalli di feldspato potassico di dimensioni centimetriche. Rocce basiche ultrapotassiche sono associate a questi granitoidi. Il dominio di affioramento di questa prima unità intrusiva, che può essere osservata da Ile-Rousse, nella parte settentrionale, fino ad Ajaccio, in quella meridionale, è confinato nella parte occidentale della carta.

2 - La messa in posto della seconda unità intrusiva U2 avviene fra i 305 ed i 295 Ma. Le rocce che caratterizzano questo gruppo sono più chiare, essendo costituite prevalentemente da granodioriti ad anfibolo e biotite, da monzograniti a biotite e da leucomonzograniti, ed occupano la parte orientale della carta.

3 - La terza unità U3, costituita da graniti e da vulcaniti metalluminose od alcaline, conclude la formazione del batolite fra i 290 Ma. Queste rocce, eccezionali in Europa, occupano il settore fra Evisa e Porto, nella parte settentrionale del foglio.

L'insieme delle tre unità risulta a sua volta tagliato da un reticolo di intrusioni filoniane acide e basiche, localmente molto denso. Le rocce basiche sono caratterizzate da un chimismo tholeitico e rappresentano una delle manifestazioni di un magmatismo mantellico i cui prodotti accompagnano la messa in posto del magma delle unità U2 e U3.

Il territorio del foglio Vico-Cargèse, nel quale si ha un dislivello massimo di oltre 2 300 m a partire dal livello del mare, è costituito da rilievi fortemente incisi da profonde valli. Quest'area riveste dunque un notevole interesse al fine di chiarire le correlazioni geometriche fra le diverse unità intrusive.

Si è potuto stabilire che la prima unità intrusiva U1, nel dettaglio costituita da una serie di lame verticali ognuna delle quali di spessore plurichilometrico, si trova a tetto delle intrusioni dell'unità U2, le quali, a loro volta, la suddividono in lembi isolati. Quanto detto può essere, ad esempio, osservato a colle San-Petru, dove terreni dell'unità U1 sembrano « galleggiare », simili a « testimoni », alla sommità delle intrusioni U2. L'attuale giacitura dei granitoidi U1 è, quindi, quello di una sorta di tavola suborizzontale avente uno spessore compreso fra 1 e 2 km nella parte centrale che tende ad assottigliarsi verso i bordi.

L'attuale livello d'erosione prevalentemente consente di osservare soltanto la parte superiore delle intrusioni U2 che appaiono formate da livelli tabulari a debole pendenza. Una struttura di questo tipo è ben visibile ad Est di Cristinacce e nei dintorni del colle di Vergio dove la giacitura suborizzontale delle strutture tabulari di leucomonzogranito è evidente nel paesaggio.

La messa in posto dei graniti alcalini U3 avviene attraverso un meccanismo di subsidenza di blocchi (cauldron subsidence) che suddivide la struttura preesistente in sandwich costituiti da terreni delle due precedenti unità.

ABSTRACT

The geology represented by the Vico-Cargèse map sheet consists mainly of Hercynian granitic rocks, with local remnants of older metamorphic rocks that escaped erosion and represent the only relics of the batholith envelope.

Within this pre-batholithic basement, two types of formations were identified. An E1 micaschist basement, with pre-Variscan (Panafrican) deformation

overlying the intrusive granitoid, and an E2 gneissic basement with Variscan deformation.

The E1 formations, restricted to the north-eastern part of the map, are composed of metasedimentary rock and amphibolite, locally strongly folded, that underwent greenschist facies metamorphism. E2 consists of ortho- and para-derived formations affected by amphibolite-facies metamorphism, with Eovariscan eclogitic relics; it has a polyphase nature, clearly deformed by a final Variscan phase, and is exposed to the south of Capu Rossu.

The magmas giving rise to the granitic and volcanic rocks were emplaced between 345 and 260 Ma. The granitic rocks making up the batholith show highly variable compositions that can be grouped under three main types:

1-"Magnesian-potassic" intrusions (U1) were emplaced between 345 and 340 Ma. These used the zone of tectonic contact between E1 and E2 terranes that was active during the Middle Carboniferous Variscan cycle. They are composed of monzonite, commonly dark and rich in biotite and potassium-feldspar megacrysts (cm-scale), and of associated ultra-potassic basic rocks. The U1 intrusions are only exposed in the west of the map area, between Ile-Rousse in the north and Ajaccio in the south.

2-"Calc-alkaline" intrusions (U2) were emplaced between 305 and 295 Ma. The rocks are lighter in colour and include granodiorite with amphibole and biotite, monzogranite with biotite, and leucomonzogranite. The U2 intrusions crop out in the east of the map area.

3-Granite and alkaline volcanic rocks (U3) mark the end of batholith emplacement at about 290 Ma. These U3 rocks, which are exceptional in Europe, are exposed in the north of the map area between Evisa and Porto.

All rocks are intersected by a network of acid and basic dykes that locally can be quite dense. The basic rocks have a tholeiitic character and derive from mantle magmatism that accompanied and postdated the emplacement of the U2 and U3 magmas, and that also gave rise to andesitic volcanic rocks and layered mafic-ultramafic complexes.

The topography of the Vico-Cargèse area ranges in altitude from sea level to more than 2300 m and is incised by deep valleys. It thus offers a remarkable opportunity for studying the geometrical relationships between the different groups of intrusions.

It has been possible to establish that the first group of intrusions (U1), which in detail consists of several vertical slices each several kilometres wide, formed the roof of the second group (U2). The U2 intrusions pierced this roof, isolating

panels (e.g. San Petru pass) that now "float" as outliers on top of the U2 rocks. Today, the U1 granites form a sub-horizontal slice, 1-2 km thick in the centre and thinning out towards the edges.

The present level of erosion only exposes the upper part of the U2 intrusions, which mainly form shallow-dipping slices. This is particularly well demonstrated to the east of Cristinacce and near the Vergio pass, where sub-horizontal leucomonzogranite slices are exposed.

The U3 alkaline granites were emplaced through a mechanism of "cauldron subsidence" and crosscut sandwiched blocks of U1 and U2.

INTRODUCTION

CADRE GÉOLOGIQUE

La carte Vico-Cargèse s'inscrit dans un cadre montagneux tandis que sa partie ouest se trouve au niveau de la mer. Les versants de la façade occidentale sont parfois en falaises subverticales sur plusieurs centaines de mètres et entaillés par des vallées profondes. Cette région offre donc un intérêt remarquable pour élucider les relations géométriques entre les différentes familles d'intrusions qui forment la majorité du substratum.

Socle pré-batholitique

La Corse est un élément du rameau alpin, démembré par l'océanisation ligure, et dont il faut rechercher les prolongements, vers le Nord, dans les Alpes franco-italiennes, et, au Sud, en Espagne dans les cordillères catalanes et bétiques, via la Sardaigne.

L'histoire de la Corse, du Protérozoïque supérieur au Dévonien, se confond avec celle d'une partie de la marge septentrionale du continent de Gondwana. La paléogéographie de cette période peut être retracée, à grands traits, grâce aux formations, enclavées dans le batholite, qui se trouvent au sein de deux types de socle (fig. 1). Le premier, E1, constitué de micaschistes et des cornéennes se trouve au Nord du complexe de Porto, dans la région du col de Vergiolo. Le second E2, qui comprend des gneiss et amphibolites plus ou moins migmatitiques affleure au Sud du complexe de Porto, sur la façade maritime (Capu Rossu, Topiti, i Monaghji) et plus à l'Est (Arbori, Monte Cervello). Le dernier âge de structuration pour l'ensemble E1, est d'âge panafricain (Rossi *et al.*, 1995) tandis qu'il est d'âge éovarisque pour E2 (Palagi *et al.*, 1985, Rossi, 1986). Ces deux types de socle se distinguent donc à la fois par leur âge de structuration et par leur degré de métamorphisme.

Les micaschistes et amphibolites épimétamorphiques polydéformés E1 qui affleurent plus largement au Nord sur la feuille Galeria-Osani sont surmontés là, en discordance, par une série conglomératique ordovicienne puis par une série de schistes d'âge silurien inférieur à moyen (Barca *et al.*, 1996). Ils sont recoupés par les granites Mg-K qui développent souvent à leur contact une bordure de trempe.

L'ensemble des gneiss E2 est formé de formations ortho- et paradérivées affectées par un métamorphisme de type amphibolite, avec des reliques écolitiques éovarisques. Ce socle métamorphique était affecté, sur sa marge occidentale, par une anatexie lors de la mise en place vers 340 Ma des granites magnésio-potassiques U1.

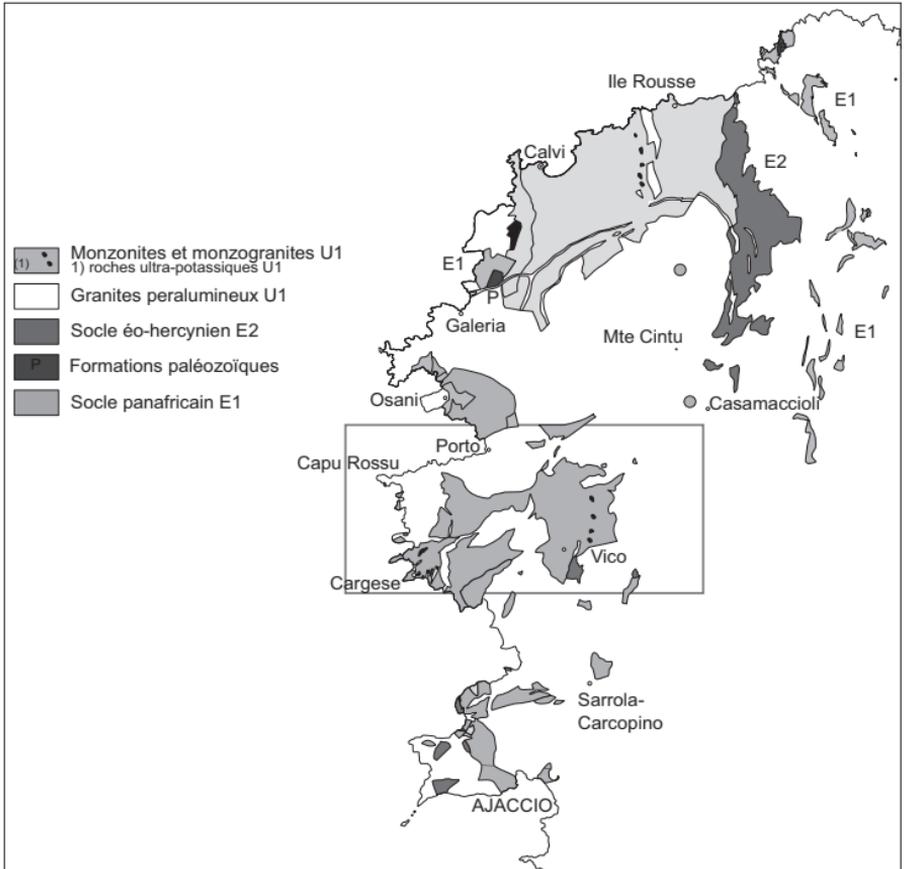


Fig. 1 - Disposition des socles E1 panafricain et E2 éohercynien et de l'ensemble des intrusions U1 magnésio-potassiques

Le « collage » de ces deux ensembles E1 et E2 précède la mise en place des granites U1 calco-alcalins magnésio-potassiques du batholite. À l'échelle de la Corse, l'ensemble E1 surmonte cartographiquement E2 (fig. 1).

La feuille Vico-Cargèse est exemplaire en Corse car elle offre l'opportunité d'observer, dans le cadre restreint de la seule coupure, les relations géométriques et chronologiques entre les plutons des trois principales associations magmatiques (fig. 2) qui constituent le batholite ainsi que l'ensemble des types pétrographiques qui les composent. De même, y affleurent les deux types de formations anté-batholitiques : les micaschistes et amphibolites du socle panafricain E1 (rapportés à l'arrière-pays varisque et à microplaque Armorica) et les gneiss éohercyniens E2 (rapportés à la zone interne varisque).

Les granitoïdes hercyniens constituent près d'un quart de la Sardaigne et les deux tiers de la Corse ; l'ensemble des intrusions forme le batholite corso-sarde (Orsini, 1980). Ces roches appartiennent à un vaste ensemble qui s'étend depuis l'Île-Rousse, au Nord de la Corse, jusqu'au Capo Carbonara, au Sud de la Sardaigne. Ce batholite, par sa longueur de 400 km pour une largeur de quelques 50 km, est le plus important en volume de la chaîne varisque européenne. Il constitue un jalon de l'ancien continent « pyrénéo-corso-sarde », défini par Argand (1924), éclaté à la suite de l'ouverture de la Méditerranée occidentale et de la rotation des deux îles à l'Oligocène (Edel *et al.*, 1981), qui se situe au sein du rameau N-S de la chaîne varisque méridionale.

Entre le Carbonifère moyen et le Permien moyen, le rameau sud-varisque (Rossi *et al.*, 2009), qui s'étend depuis la Bohême jusqu'aux Cordillères Catalanes, a été le siège d'une intense activité magmatique en réponse à une succession événements tectoniques et thermiques majeurs. L'édification du batholite corso-sarde résulte de la succession discontinue d'événements discrets, chacun de faible durée de vie (de l'ordre du Ma) qui se sont déroulés entre 350 et 335 Ma puis entre 310 et 280 Ma. Son caractère composite, la variabilité de ses caractères, que ce soit d'un point de vue géochimique ou structural, est implicite si on considère le laps de temps de quelques 60 Ma durant lesquels s'est déroulée sa mise en place. Les intrusions observables aujourd'hui au sein du batholite corso-sarde rassemblent à peu près tous les types de magmas produits dans la chaîne varisque.

Magmatisme Mg-K (U1)

Entre 350 et 330 Ma, se met en place une guirlande de plutons, reconnue sur plus de 1 500 km de long, qui peut être suivie depuis la Corse jusqu'à la Bohême (Holub *et al.*, 1997) en passant par les Massifs Cristallins Externes des Alpes (Debon et Lemmet, 1999) et du massif de l'Aar (Schaltegger *et al.*, 1991), le Lyonnais, les Vosges (Schaltegger *et al.*, 1996) et le Schwarzwald. Ces intrusions

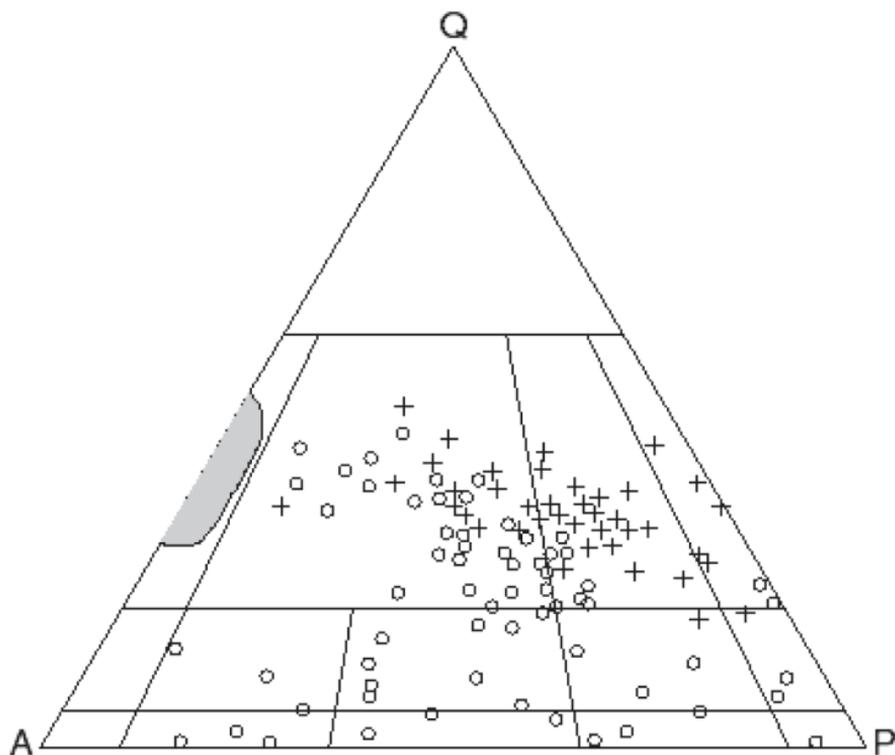


Fig. 2 - Représentation de la composition des associations magmatiques du batholite corse dans un plan QAP (quartz ; feldspath alcalin = feldspath potassique + plagioclase An <10 ; plagioclase An >10) : cercles, calco-alkalines U1 « magnésio-potassique » ; croix, U2 « composite » ; grisé, granites alcalins et métalumineux U3, champs de composition : Streckeisen (1976). Les roches basiques présentes dans les différentes associations ne sont pas représentées

jalonnent dans les Alpes de grands décrochements à jeu senestre au Dévonien-Carbonifère inférieur (Autran, 1994) puis dextre avec des amplitudes de plusieurs centaines de km au Stéphanien (Bard, 1997). Elles sont composites : monzonitiques pour les termes acides ou intermédiaires et ultra-potassiques pour les roches mafiques. Ces roches n'ont été reconnues que dans la partie occidentale de la Corse et ne paraissent pas affleurer en Sardaigne. Elles sont recoupées par les intrusions calco-alkalines postérieures (Marre et Rossi, 1982).

Magmatisme calco-alkalin (U2)

La majeure partie des termes du batholite corso-sarde, aujourd'hui à l'affleurement, se met en place entre 305 et 290 Ma (Carbonifère supérieur-Permien inférieur). Le magmatisme est de nature calco-alkaline pour les roches intermédiaires et acides U2 et présente souvent un caractère tholéitique marqué pour les roches basiques.

Les proportions des différents termes de l'association calco-alkaline, estimées par J.-B. Orsini (1980) en pourcentages de surface d'affleurement, sont les suivantes :

- granitoïdes de composition intermédiaire, $60 < \text{SiO}_2 < 65$ % (tonalites et granodiorites) : 6 à 7 % ;
- granitoïdes de composition acide, $65 < \text{SiO}_2 < 75$ % (granodiorites et monzogranites) : 60 % ;
- granitoïdes très acides, $75 < \text{SiO}_2 < 78$ % (leucomonzogranites et alaskites) : 30 % ;
- roches basiques (gabbros et gabbros-tonalites-diorites) : 1 % en Sardaigne, un peu plus (2 à 3 %) en Corse.

L'existence de relations structurales, chronologiques et géochimiques entre phénomènes volcaniques et plutoniques calco-alkalins a été reconnue en Corse dans la partie nord-ouest du Tenda (Rossi *et al.*, 1993) et en Sardaigne (Del Moro *et al.*, 1966). Volcanisme rhyodacitique et plutonisme monzogranodioritique d'une part, et volcanisme andésitique et complexes gabbrodioritiques d'autre part, correspondent donc à l'expression de magmas de mêmes compositions respectives, mis en place à des niveaux différents.

Le niveau actuel d'érosion laisse en majorité apparaître à l'affleurement les formations plutoniques ; le toit des intrusifs ainsi que les formations volcaniques et volcano-sédimentaires ayant été décapés par l'érosion. Les formations volcaniques calco-alkalines andésitiques, dacitiques et rhyolitiques affleurent largement en Corse au Nord d'une ligne Porto-Francardo (Quin, 1969, Vellutini, 1977). Leur domaine d'extension, jusqu'au Miocène, devait recouvrir une large partie du batholite ; en effet les produits de son démantèlement, qui constituent

la plus grande partie du matériel conglomératique anté-Tortonien (~ 11 Ma) de la plaine orientale, sont en grande partie de nature volcanique et volcano-sédimentaire.

Les âges des intrusions de chimisme intermédiaire à acide s'étagent entre 305 et 300 Ma. La mise en place des leucomonzogranites se situe autour de 295 Ma, celle du magmatisme basique tholéitique entre 305 et 280 Ma ; il y a donc interférence entre la mise en place de plusieurs types de magmas générés à partir de sources éventuellement distinctes et dans des conditions différentes.

Magmatisme basique: gabbros, diorites

Les roches basiques apparaissent en Corse, soit sous forme de complexes lités (Tenda, Pila-Canale, Monte Peloso ...), soit, comme ici sur la feuille Vico-Cargèse, de stocks anastomosés dans les granites U3 (Ota) ou de septa dioritiques de plus petite taille dans les granitoïdes U2 (Coggia).

Les complexes mafiques-ultramafiques lités, d'affinité tholéitique, dont la mise en place est synchrone de celle des granitoïdes, représentent vraisemblablement des chambres magmatiques ayant pu alimenter un volcanisme andésitique et basaltique (Rossi *et al.*, 1992). Ces roches basiques, qui se sont mises en place entre 305 et 285 Ma, peuvent ainsi présenter des relations de synchronisme ou de postériorité avec les granites calco-alcalins et alcalins.

Les relations spatiales entre magmas basiques et granites sont contrôlées par leurs états rhéologiques mutuels ainsi l'injection à un moment donné d'un même magma basique peut-elle se traduire, si elle se déroule dans un milieu fragile, par un filon « doléritique », ou bien par des injections composites acide-basique (« net veined complex ») si elle se déroule dans un magma granitique en cours de cristallisation.

Intrusions volcano-plutoniques métalumineuses et alcalines U3

Au sein de ces intrusions tardives, que l'on peut rapporter au type « A » (plus précisément au type « A2 » ; Eby, 1992) sur la base de critères minéralogiques et géochimiques, les auteurs (Quin, 1969 ; Vellutini, 1977 ; Bonin, 1980) ont distingué deux séquences d'évolution. La séquence hypoalumineuse est représentée par les granites hypersolvus (feldspath potassique mésoperthitique, quartz) à amphibole bleue ainsi que des granites albitiques à amphibole bleue et aegyrine bien exposés dans les complexes d'Evisa et du Monte Cintu (Bonifato). La séquence métalumineuse est représentée par des granites hypersolvus renfermant tout ou partie de la paragenèse : fayalite, hédénbergite, amphibole ferrière, biotite ferrière dans les massifs de Tolla, Bavella (Quin, 1969 ; Bonin, 1973), Calasima (Vellutini, 1977) et Popolasca (Rossi *et al.*, 1995).

Ce magmatisme, métalumineux à alcalin pour les termes acides et tholéitique pour les termes basiques, se met en place autour de 290 Ma. L'essentiel des roches alcalines ou métalumineuses U3 du Nord-Ouest de la Corse affleure dans des structures volcano-plutoniques de géométrie annulaire, à l'exemple des caldeiras de Scandola – Seninu et du Monte Cinto où sont conservés les termes volcaniques, ou bien d'Evisa et de Porto où n'affleurent que des granites (Vellutini, 1977).

TRAVAUX ANTÉRIEURS ET CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE

La première reconnaissance minéralogique de cette région remonte aux explorations d'E. Gueymard (1820). Très tôt, les minéralogistes et pétrographes s'y sont intéressés en raison de la présence de granites hyperalcalins. U. Le Verrier (1889) puis A. Lacroix (1892) décrivent l'existence de la riébeckite dans le granite alcalin d'Evisa. C'est J. Deprat (1908) qui donnera le premier une vision cartographique de la région en levant la carte à 1/80 000 Vico, travail titanesque lorsqu'on considère le temps passé (3 ans), la surface couverte (1 200 km²) et les découvertes réalisées. Une série de travaux viendra ensuite enrichir la connaissance régionale : géologie de la région de Porto (Van Tellingen, 1955) ; études pétrographiques de filons (Hamann, 1969) et de granitoïdes (Labonne, 1968) ; pétrographie des granites alcalins (Quin, 1969), étude des associations acide-basique dans le complexe de Porto (Platevoet, 1985).

La cartographie de ce secteur du batholite a été établie non plus sur le seul inventaire pétrographique mais aussi sur la géométrie des corps magmatiques. Elle a été fondée sur la base des travaux de J.-B Orsini (1976) qui a identifié les deux associations calco-alcalines au sein du batholite P.-J. Vellutini (1977) qui a mis en évidence les mécanismes d'emplacement des massifs alcalins du Monte Cinto et de la ligne Porto-Francardo et J. Marre (1982) qui a appliqué les méthodes de la pétrologie structurale.

La cartographie des formations calco-alcalines de la feuille Vico-Cargèse à 1/50 000 a été entreprise en commun en 1982 par J. Marre plus particulièrement chargé du lever à l'Ouest du méridien de Vico, et par Ph. Rossi chargé de celui de la partie orientale ; une carte de l'organisation générale et des caractéristiques des intrusions était alors établie, en cohérence avec les coupures adjacentes (Rossi, 1986). L'étude géochimique et structurale de la façade maritime a fait l'objet du travail d'E. Ferré (1989). Les contours et la composition des intrusions alcalines ont été principalement repris de la carte du mémoire de thèse de P.-J. Vellutini (1977).

L'échelle utilisée pour assurer la correspondance entre l'âge géochronologique des intrusions et les âges stratigraphiques est celle de la

Commission Stratigraphique Internationale (ICS-CGMW, 2008) qui fixe notamment l'âge de la limite Carbonifère-Permien à 299 Ma.

ORGANISATION D'ENSEMBLE DES FORMATIONS

Le dénivelé entre la mer et les plus hautes crêtes, souvent à plus de 2 000 m, et les entailles des profondes vallées orientées E-W, le plus souvent obliques par rapport aux structures du bâti, facilitent l'étude des relations géométriques entre les différentes familles d'intrusions.

Les intrusions de l'association magmatique magnésio-potassique U1, constituées dans le détail par une série de lames à structuration interne subverticale, chacune de plusieurs kilomètres de largeur, forment le toit des intrusions de l'association U2. Ces dernières découpent et isolent des panneaux des premières, qui, comme à la Bocca San Petru, « flottent », telles des buttes-témoins de U1, au sommet des intrusions U2. Le gisement actuel des granitoïdes U1 est celui d'une lame subhorizontale d'une épaisseur de 1 à 2 km dans sa partie centrale et qui s'amenuise sur ses bordures (*cf.* coupe générale sur la carte).

Le niveau d'érosion présent ne laisse essentiellement observer que la partie supérieure des intrusions U2 qui se présentent surtout sous la forme de lames à faible pendage. Un tel dispositif est notamment bien illustré à l'Est de Cristinacce et aux alentours du col de Vergio par le gisement subhorizontale des lames de leucomonzogranites clairement visible dans le paysage. Au Sud-Ouest de Piana, on peut toutefois observer, au sein des monzogranites U2, un appareil intrusif qui correspond à un dyke d'alimentation subméridien connecté à une zone de propagation magmatique subhorizontale au sein des granitoïdes U1.

La mise en place des granites alcalins U3, qui s'effectue selon un mécanisme de subsidence de blocs « cauldron subsidence », découpe le dispositif en sandwich des granitoïdes U1 et U2 et laisse observer des écrans « stoppés » au toit des intrusions en cloches comme aux bergeries de Larata.

DESCRIPTION DES TERRAINS

TERRAINS NON AFFLEURANTS

Des observations sous-marines ont été réalisées dans le canyon de Porto, lors de la plongée CYL 10 de la soucoupe Cyana d'IFREMER, dans le cadre de la mission Cylice en mai 1997. Plongée CYL 10 entre les points de coordonnées de X = 42°15 98' N ; Y = 8° 30 4' E prof. 1 805 m et X = 42°17 8' N ; Y = 8°29 2', prof. 384 m). La plongée CYL 10 (observateur Ph. Rossi) a été

réalisée sur le flanc de la caldeira permienne de Scandola (feuille de Galeria-Osani) dont le prolongement en mer peut être estimé d'après les données magnétiques (Aubert, 1979). Le trajet reconnu en bathyscaphe est figuré sur le schéma structural.

Entre les cotes - 1 805 m et - 1 835 m, affleurent des formations sédimentaires. Dans la partie centrale du canyon, des conglomérats, qui sont disposés selon une crête E-W, peuvent être rapportés au Pliocène, par comparaison avec ceux rencontrés dans la plongée CYL 09 (observateur P. Barrier) située en aval du canyon. Les conglomérats sont constitués de galets polygéniques hétérométriques, accumulation de blocs dont les interstices sont comblés par des graviers ou des sables sans ciment.

L'étude des galets de ce conglomérat est révélatrice des formations environnantes, leur nature pétrographique révèle la présence de types pétrographiques reconnus dans le volcanisme permien et en particulier de la caldeira de Scandola : basalte à orthopyroxène-clinopyroxène ; tuf rhyolitique/trachytique ; granite à grain moyen ; brèche à éléments volcaniques et basalte à ocelles de quartz.

Le socle affleure dès la rupture de pente à la cote - 1 835 m, le pendage moyen des formations est Nord-Est (40° au N40 et 70° au Nord-Est), il est conforme à la disposition centripète des couches dans la caldeira. L'échantillon CYL 10-03 est un basalte semblable à ceux que l'on peut observer à terre, sur la feuille Galeria-Osani, à la Cala di Ficaccia, à l'Ouest d'Elbu, ou bien près de la Punta Scandola et au Centre de la caldeira, aux bergeries de Piazzili Scandola.

La puissance de la formation basaltique est estimée de l'ordre de 80 m entre les cotes - 1 844 m et - 1 766 m.

La formation bréchique qui surmonte les basaltes, puissante d'une vingtaine de mètres, est à blocs très anguleux et cimentés, elle affleure sur une falaise d'environ 3 à 5 m reposant en discordance sur une formation massive (qui faute d'informations complémentaire sera considérée ici comme basaltique, elle débute par une couche d'une dizaine de centimètres d'épaisseur, d'altération jaunâtre, formant l'interface entre le socle de couleur gris très foncé et les brèches (CYL 10-04 et CYL 10-05).

L'observation microscopique révèle qu'il s'agit de brèches volcaniques autoclastiques qui sont situées à la base des coulées de lahars et qui en constituent le ciment. Au microscope, elles apparaissent uniquement formées de matériel volcanique lié par un ciment cendreuse présentant des figures d'écoulement turbulent.

Les lahars (ou coulées boueuses causées par la vidange de lacs à l'aplomb de centres éruptifs) sont connus sur la bordure occidentale de l'île de Gargalu, et entre la Punta Palazzu et la Punta Scandola, intercalées dans les coulées ignimbrtiques.

Surmontant les lahars vient un ensemble de roches à faciès macroscopique de volcanites et identifiées en lame mince comme des tuffites (CYL 10-06). Le pendage de la stratification, perpendiculaire aux diaclases, est d'une trentaine de degrés vers l'Est. Cette formation semble se développer sur une forte puissance de l'ordre de plusieurs centaines de mètres, mais ce point est faiblement argumenté par cause de manque d'échantillons prélevés sur ce tronçon de la coupe...

Le contact entre les roches volcaniques (tuffites et/ou rhyolites *s.l.*) et les rhyolites *s.l.* (ignimbrites ?) prélevées à la cote - 1 074 m (CYL 10-09) n'est pas cerné avec précision, il pourrait se situer vers la cote - 1 476 m si on prend comme limite le pied des reliefs en pain de sucre.

À la cote - 1 074 m, le caractère volcanique de la roche prélevée (CYL 10-09), rongée par les encroûtements manganésifères, n'est plus identifiable que grâce à la subsistance de quelques quartz à faciès caractéristique (automorphie, présence de corrosion). Rien ne permet plus d'identifier la texture originale. Le parti pris de considérer qu'il s'agit d'ignimbrites est uniquement fondé sur la comparaison avec ce qui est connu à terre.

Jusqu'à la cote - 450 m, l'observation des affleurements conduit à penser qu'en l'absence de saut morphologique majeur, les caractères globaux des roches sont demeurés à peu près identiques et donc que le contexte général est resté celui de roches volcaniques.

Au-dessus de la cote 450 m, affleurent des packstones sableux à nummulitidés avec des bioclastes : *Nummulites* sp., *Assilina*, *Orbitoididés* (*Discocyclina*), *Heterostegina*, *Asterigerina*, autres petits foraminifères benthiques d'herbier, échinides (plaques et radioles), ostracodes. On note une forte concentration de calcite biogène issue de la fragmentation des grands foraminifères benthiques. Les grands foraminifères sont brisés, bioérodés et corrodés avec un taux de fragmentation très élevé. Ils sont imbriqués en mode de coulée sableuse massive. L'environnement sédimentaire évoque un contexte de coulée gravitaire proximale de type « grain flow deposit » avec remobilisation de bioclastes du milieu infra-littoral dans un milieu plus profond (circalittoral ?).

Les nummulites (détermination A. Blondeau) sont, pour les grandes nummulites : *N. puschi* d'Archiac ; *N. dufresnoyi* d'Archiac et Haime (Bartonien-Biarritzien (biozone de Blow P12 à P14) ; et pour les petites

nummulites : *N. dufresnoyi* d'Archiac et Haime ; *N. cf. chavanesi* de la Harpe, qui annonce le sommet du Bartonien.

Un peu plus au Nord, lors de la même campagne CYLICE, des grès à nummulites (*N. biarritzensis*) comparables ont été reconnus en plongée, vers - 450 m, dans le canyon de Calvi sur le site CYL 29. À terre, les formations semblables les plus proches subsistent sur la marge orientale du batholite depuis la Balagne, à l'Est de l'Île-Rousse, jusqu'au Cortonais (*cf.* notices des cartes géologiques de Santo-Pietro di Tenda et Corte).

La mise en évidence de formations éocènes au large de Porto témoigne de l'importance de l'étendue de la couverture éocène qui devait recouvrir une très grande partie de la Paléocorse, (des formations comparables ont aussi été décrites dans le golfe de Cannes, feuille Grasse-Cannes, deuxième édition) avant que n'interviennent, dès l'Oligocène, les phénomènes de surrection et d'érosion de la partie occidentale du batholite (Zarki-Jakni, 2003, Danisik *et al.*, (2005).

TERRAINS AFFLEURANTS

Terrains encaissants du batholite

Formations panafricaines

ξχ. Micaschistes, quartzites et amphibolites (et cornéennes varisques) (Col de Verghjolu). Le domaine d'affleurement de ces témoins de l'encaissant du batholite est restreint à la région située à l'Ouest du col de Verghjolu, au Nord de la feuille. Ils constituent le prolongement méridional des unités décrites plus au Nord à l'Argentella (feuille Galeria-Osani) et dans les Agriates où les micaschistes renferment des populations de zircons dont l'âge a été daté à 2,28 Ga (feuille Santo-Pietro-di-Tenda).

Sur les domaines des feuilles Vico-Cargèse et Galeria-Osani, ces panneaux gisent au toit du groupe d'intrusions subvolcaniques de Girolata-Bussaglia.

Le panneau de Vergiolo (Van Tellingen, 1955) est constitué de micaschistes et d'amphibolite. Les micaschistes (quartz, albite, séricite, chlorite, opaques ± graphite), finement lités, polydéformés, ont un éclat lustré et sont riches en amandes de quartz d'exsudation centi- à décimétriques. Ils alternent localement avec des quartzites de puissance métrique. Ils sont affectés par des plis à plan axial vertical N60° et à axe plongeant de 20° au Nord-Est. Ils proviennent du métamorphisme et de la déformation d'une série sédimentaire péliito-gréseuse dans le faciès des schistes verts.

Les amphibolites (albite-épidote-zoïsite-amphibole-opaques), à grain fin à moyen, de couleur sombre, présentent un débit schisteux ou un aspect massif. Dans ces dernières, on reconnaît au microscope des textures magmatiques reliques de gabbros, où l'amphibole pseudomorphose les clinopyroxènes originels. Dans les Agriates, l'âge modèle de ces amphibolites est d'environ 600 Ma (Rossi *et al.*, 1995).

L'ensemble de ces roches est transformé en cornéennes (gneiss à silicates calciques, cornéennes rubannées à diopside et amphibole) au contact des microgranites mais pas de l'intrusion de granite rouge de Porto avec lequel elles sont en contact faillé et cataclastique.

Formations à structuration hercynienne

Les panneaux de roches métamorphiques affleurent surtout à l'Ouest de la feuille à Capu Rossu, Topiti, i Monaghji, relayés au Sud par ceux du golfe de Lava et à l'Est par ceux du Monte Cervello et de Mercolaccia. Ils sont constitués de roches de nature variée qui ont toutes subi au moins une dernière phase de métamorphisme et de déformation dans le faciès amphibolite. Elles sont comparables, dans leur ensemble, à celles qui affleurent au sein du complexe de Belgodere (Palagi *et al.*, 1985 ; Lardeaux *et al.*, 1994).

ξ. **Micaschistes.** Ce sont des roches sombres et à grain fin, à andalousite (chiastolites macroscopiques), qui affleurent en particulier au Capu Rossu et dans le golfe de Topiti. La foliation, marquée par la biotite, est déformée par des plis décimétriques de plan axial N60 vertical et d'axe N60 plongeant de 20° au Nord-Est et par des plis en chevrons millimétriques à centimétriques qui produisent une légère schistosité de crénulation.

ζδ. **Amphibolites et serpentinites.** Les affleurements de **serpentinites** (Maluski, 1977) sont restreints à une dizaine d'hectares sur la presqu'île de Topiti. Ce sont des méta-ultrabasites serpentinisées (Ferré, 1989), localement litées, à olivine (Fo 93), orthopyroxène (En 98), spinelle chromifère, trémolite ± apatite. Elles sont, la plupart du temps, transformées en trémolite, talc, chrysotyle, albite, magnétite. À l'origine, leur composition était celle de dunites, orthopyroxénites, harzburgites.

Les amphibolites présentent une foliation majeure, sub-parallèle au rubanement, d'orientation N65°. En lame mince (Tommasini, 1993), elles présentent une structure planaire granoblastique polygonale à grain fin, montrant des joints de grains triples, témoignant de textures de recuit. Les principaux minéraux constitutifs sont le quartz, le plagioclase (An 53), l'amphibole et la biotite (apatite et oxydes sont accessoires).

Caractères géochimiques

Les caractères géochimiques d'une amphibolite de Topiti (fig. 3) sont ceux de basaltes océaniques ayant subi une contamination par de la croûte continentale. Les valeurs isotopiques du Nd (Tommasini, 1993) : $\epsilon_0 \text{ Nd} = +6,61$ sont caractéristiques de celles de basaltes océaniques, leur âge modèle, $T_{DM} = 496 \text{ Ma}$, les rapporte à l'Ordovicien. La valeur élevée du rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,708923$ indique toutefois qu'ils ont subi une contamination lors de leur mise en place ou de leur métamorphisme.

La nature des serpentinites de Topiti reste à établir, s'agit-il de reliques de péridotites ayant subi une déformation mantellique ou bien s'agit-il de cumulats ultramafiques ?

Au voisinage (actuel) de la Corse, un tel magmatisme basique ordovicien a été reconnu en Sardaigne (di Pisa *et al.*, 1992) et dans les Maures (Lavergne *et al.*, 1997 ; Bouloton *et al.*, 1998).

Ces métabasites sont comparables à celles que l'on connaît sur la feuille Zicavo où affleurent, au sein d'un même panneau de roches métamorphiques, des métaharzburgites et des métabasites de composition voisine (fig. 3) ainsi que des orthogneiss (métagranites alumineux) datés à $458 \pm 32 \text{ Ma}$ (Rossi *et al.*, 2009).

ζ. Gneiss de Topiti. Au sein des panneaux de Topiti, mais aussi de Monaghji et Capu Rossu, on retrouve à peu près toujours la même association de gneiss, gneiss amphiboliques, amphibolites et anatexites. Toutefois, des affleurements de types pétrographiques particuliers peuvent n'être restreints qu'à un seul de ces panneaux.

Les gneiss présentent des compositions banales associant des proportions variables de quartz, plagioclase, micas. Quelques lentilles d'extension métrique et de puissance décimétrique de gneiss à cordiérite-grenat-orthoamphibole sont intercalées parallèlement à la foliation des gneiss amphiboliques ou inclus en xénolites anguleux dans les ultrabasites de Topiti ; les estimations géothermobarométriques de l'environnement métamorphique donnent $T_C \sim 700$, $P_{GPa} = 0,55$ (Ferré, 1989).

ζM. Gneiss de Mercolaccia. À Mercolaccia et au Monte Cervellu affleurent surtout des gneiss anatectiques rubannés et des micaschistes. Les affleurements les plus étendus sont ceux de Mercolaccia, formés principalement d'anatexites à quartz, plagioclase, biotite \pm feldspath-K, semblables en composition à celles du Monte Cervellu. La structure d'ensemble du panneau est NE-SW à pendage vers le Nord-Ouest. Des granites d'anatexie à biotite et macrocristaux de feldspath potassique blanc s'insèrent en passées (lames ou

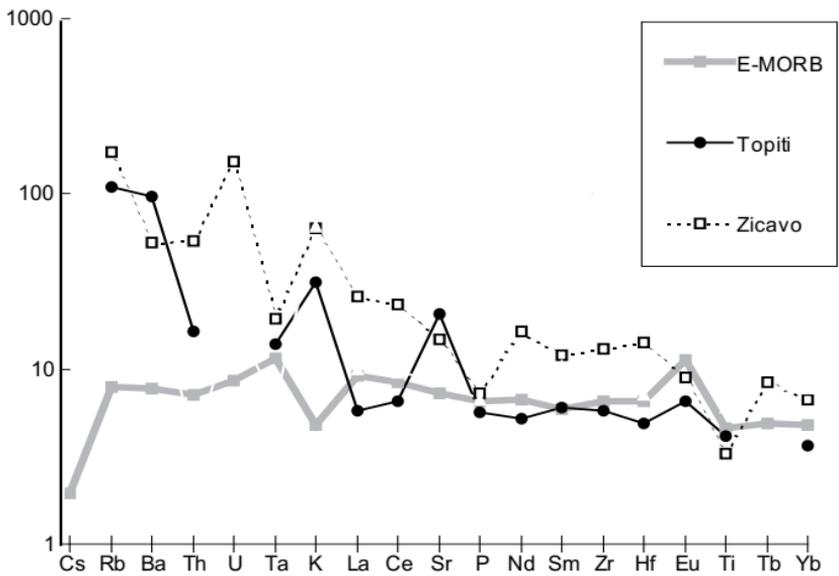


Fig. 3 - Distribution des éléments en trace des amphibolites de Topidi et de Zicavo comparée à celle de basaltes de type E-MORB dans un diagramme de normalisation par rapport au manteau primitif. La séquence des éléments est rangée par ordre d'incompatibilité décroissante dans les basaltes océaniques (Sun et Mc Donough, 1989)

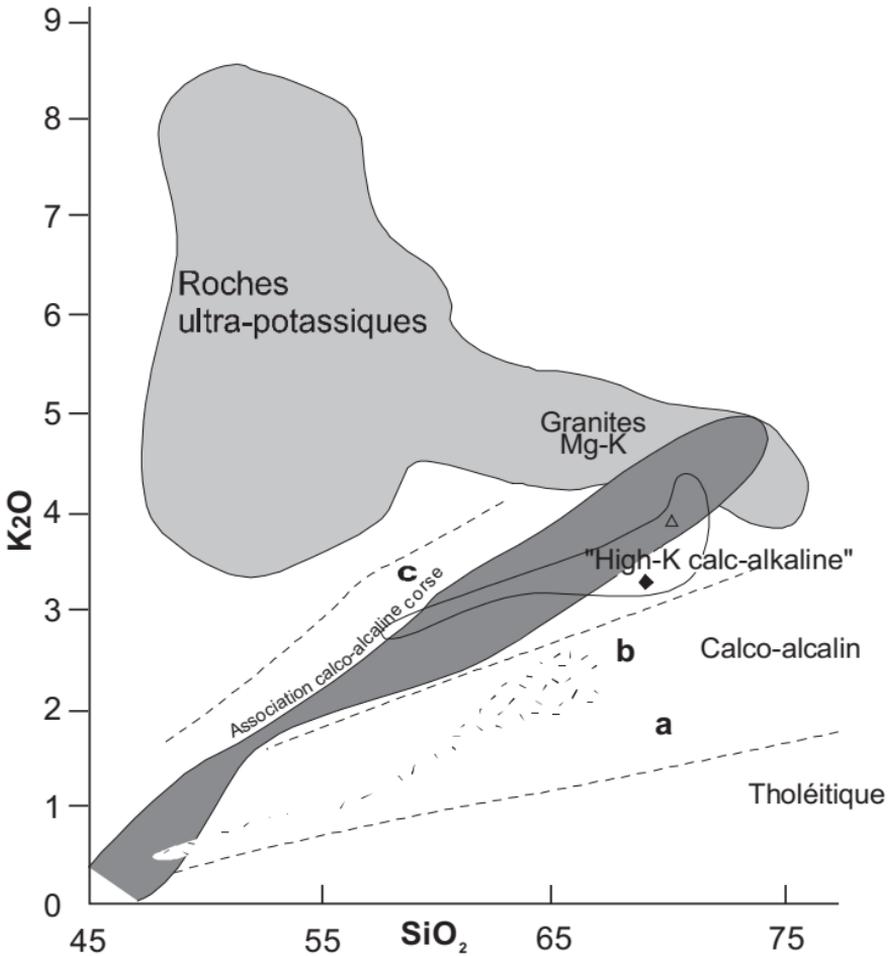


Fig. 4 - composition des granitoïdes et des roches basiques des associations U1 magnésio-potassique et U2 calco-alcaline dans une représentation SiO_2 - K_2O . Champs de références (*in* Roberts et Clemens, 1993) : a - Roches transitionnelles (complexe intrusif de Uasilau Yau-Yau, Papouasie - Nouvelle-Guinée) ; b - Suite calco-alcaline de Jindabyne (batholite de Kosciusko, Sud-Ouest de l'Australie) ; c - Roches très potassiques (high-K) de San Jeronimo (batholite côtier du Pérou). Symboles : triangle-moyenne des composition des granites S ; losange-moyenne de composition des granites I

lentilles) décamétriques, dans les anatexites. Leur sont associées des poches pegmatitiques métriques avec développement de muscovite et/ou de tourmaline à l'Est de Mercolaccia.

L'attitude des contacts entre granitoïdes U1 et encaissant de gneiss anatectiques au Monte Cervellu révèle l'absence d'un quelconque contraste thermique entre les granitoïdes Mg-K et les gneiss lors de la mise en place des magmas U1. De plus, on peut noter localement l'existence de rubanements faisant alterner des granites d'anatexie à macrocristaux et/ou des mobilisats migmatitiques avec des monzonites quartziques Mg-K qui ont subi un même épisode de déformation ductile comme cela a été noté par ailleurs sur toute la zone de contact entre les granitoïdes U1 Mg-K et les formations métamorphiques, aussi bien au Sud du complexe du Cinto (Rossi, 1986) qu'au Nord (Laporte, 1987).

Association magmatique a caractère magnésio-potassique U1 Viséen

Cadre structural général

Les granites Mg-K occupent en Corse une position géostructurale remarquable : intrusifs entre deux socles d'âge de structuration différents, ils présentent en outre vis-à-vis d'eux des relations thermiques et structurales contrastées.

À l'Est des intrusions Mg-K, le socle E2 de caractère polyphasé, affecté par une dernière phase de structuration varisque, affleure au sein des « Gneiss de Belgodere » (Palagi *et al.*, 1985) qui sont constitués par un ensemble de formations ortho et paradérivées affectées par un métamorphisme de type amphibolite, avec des reliques éclogitiques éovarisques. Sur toute leur marge occidentale, les gneiss de Belgodere E2 sont affectés par une anatexie lors de la mise en place, vers 340 Ma, des intrusions U1 magnésio-potassiques dans le faciès amphibolite (Rossi, 1986 ; Laporte, 1987).

À l'Ouest, le socle panafricain E1 des séries de Galeria-Agriates, constitué de micaschistes et amphibolites polydéformés en domaine des schistes verts, est recouvert par des terrains d'âge paléozoïque datés de l'Ordovicien au Carbonifère, avec une lacune du Dévonien inférieur et moyen entre 416 et 385 Ma. Il est recoupé à faible profondeur par les intrusions de Capo a u Cavallo et Mg-K de l'Argentella (feuille Galeria-Osani).

Ce magmatisme Mg-K qui associe des roches basiques ultrapotassiques et des granitoïdes monzonitiques revêt des caractères minéralogiques, tels que la fréquence des macrocristaux de feldspath potassique violacés à rosés, la présence de titanite macroscopique et géochimique, comme le comportement singulier de K et Mg, qui permettent de le caractériser sans grandes difficultés, et ce même jusque dans les termes leucocrates (fig. 4).

Il s'étend, à terre, sur la façade occidentale de la Corse depuis Île-Rousse jusqu'au Sud d'Ajaccio (fig. 5) ; la continuité méridienne de l'ensemble des intrusions magnésio-potassiques (Mg-K) est toutefois interrompue par les complexes volcano-plutoniques permiers du Monte Cinto et d'Evisa qui les recourent. On retrouve cependant des témoins de roches Mg-K dans ces intrusions. Ainsi les enclaves du ruisseau de Valentinu (vallée du Stranciacone ; Mercury, 1995) ont une composition comparable aux monzonites quartziques d'Aregno tout comme les panneaux de granitoïdes Mg-K à l'Ouest de Calasima (non cartographiés sur la feuille Galeria-Osani). Les reconnaissances par plongée en soucoupe Cyana (mission Cylice 97) ont permis de prélever vers 1 000 m de fond des échantillons de monzogranodiorites Mg-K dans un secteur de coordonnées X = 42°58'N ; Y = 8°51'E au large du Cap corse (DR95-31, fig. 5).

L'ensemble des intrusions Mg-K situées au Nord du complexe volcano-plutonique du Monte Cinto (feuilles de Calvi et Galeria-Osani) a été intensément étudié (Pézeril, 1977 ; Orsini, 1980 ; Laporte, 1987). Cet ensemble sera dénommé ci-après « ensemble nord ». Les groupes d'intrusions définis dans la zone au Sud du massif du Cinto, et regroupés dans l'« ensemble sud » seront comparés, lorsque les équivalences seront possibles à établir, à ceux définis de l'ensemble nord.

La disposition générale des intrusions U1 est celle de lames de granitoïdes subméridiennes à fort pendage, voire subverticales, de puissance hecto- à plurikilométrique. Les contacts entre les lames sont localement soulignés par des panneaux de gneiss plus ou moins anatectiques déformés plastiquement avec les granitoïdes. Au niveau du contact, la foliation magmatique des granitoïdes est, à l'échelle de la carte, parallèle à celle de la foliation mylonitique des gneiss encaissants, aussi bien en ce qui concerne le socle E2 de Belgodere (Laporte, 1987) que les panneaux de gneiss au Sud du Monte Cinto (Rossi, 1986).

Ces intrusions associent des roches mafiques ultrapotassiques et des roches intermédiaires acides à tendance monzonitique.

Macroscopiquement, les roches Mg-K sont caractérisées, en règle générale, par la présence de macrocristaux de feldspath potassique définissant une fabrique planaire subverticale, à pendage vers l'Ouest, portant une structure linéaire N 340 subhorizontale à léger pendage vers le Nord-Est, jusqu'à une vingtaine de degrés (Laporte, 1987). La linéation magnétique (Nédélec *et al.*, 1998) a, dans la région d'Île-Rousse, une valeur en direction et pendage comparable (7° au N 347) à celle que l'on peut mesurer sur le terrain. En revanche, la valeur du pendage de la foliation magnétique, en zone avec la linéation, avec un pendage de 30° vers l'Ouest, s'écarte notablement de celle mesurée sur le terrain, notamment sur les plans définis par les macrocristaux de feldspath K, qui est en moyenne de 75° vers l'Ouest.

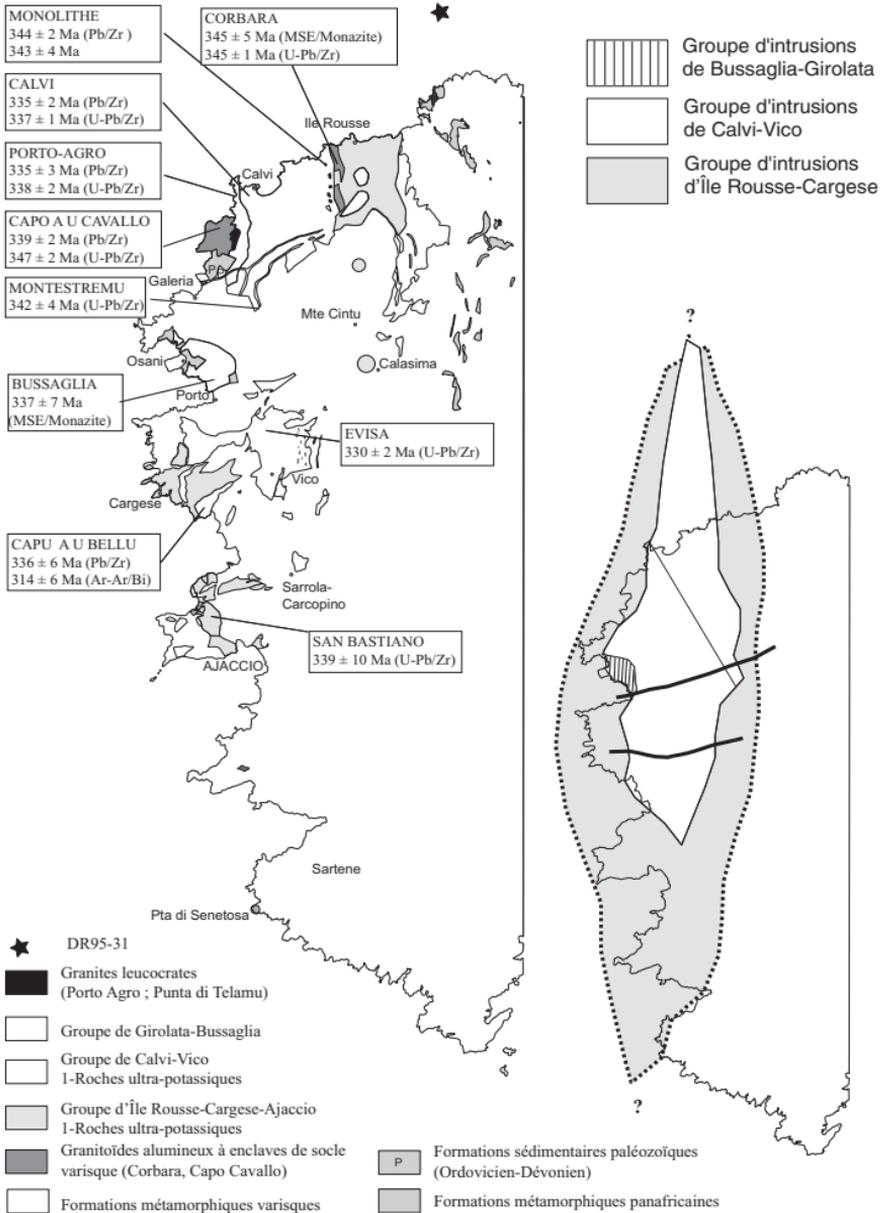


Fig. 5 - Carte géologique schématique indiquant la position des socles panafricain (E1) et de leur couverture paléozoïque et éo-hercynien (E2) ainsi que la localisation des différents groupes d'intrusion Mg-K U1. Les granitoïdes du groupe d'Île Rousse se sont mis en place dans des conditions profondes de climat amphibolite. Ils associent à la fois des granites Mg-K et des granites alumineux (Corbara, Cavallo etc ..). Les granites du groupe de Calvi, plus homogènes, ne comportent que des roches Mg-K. Ils associent des granites mis en place dans les faciès amphibolite (Aregno) et schistes verts (Nichiareto et Porto Agro). Le groupe de Girolata-Bussaglia associe des faciès subvolcaniques micromonzogranodioritiques et des monzonites à cachet plutonique. Une reconstitution schématique de l'ensemble Mg-K fait donc apparaître idéalement, du plus profond vers le plus superficiel : le groupe d'Île Rousse-Cargèse, comme une enveloppe externe, au contact du socle E2 varisque ; le groupe de Calvi-Vico, circonscrit à l'intérieur du précédent, occupe une position plus élevée structurellement, au contact des deux types de socle E1 et E2. Le groupe de Girolata-Bussaglia est en position de toit sous les formations E1

La majorité des roches de l'ensemble magnésio-potassique U1 revêt des caractères plutoniques francs. Toutefois quelques intrusions, restreintes géographiquement à la région située au Nord de la ligne Porto-Francardo, présentent des caractères de mise en place à faible profondeur, aussi bien dans le groupe d'Île-Rousse (leucogranite de Punta di Telamu) que dans le groupe de Calvi (leucosynogranites de Porto Agro); elles sont même franchement subvolcaniques dans le groupe de Girolata-Bussaglia. Ces intrusions se mettent en place dans un encaissant, constitué de formations panafricaines (micaschistes) et paléozoïques n'ayant pas subi de structuration varisque majeure, en y développant un métamorphisme de contact (cornéennes).

Caractères minéralogiques et géochimiques

L'ensemble des roches Mg-K se caractérise, du point de vue minéralogique, par les caractères suivants : la biotite est toujours de composition magnésienne $45 < X_{Mg} < 55$ (fig. 6).

Le clinopyroxène est présent non seulement dans les termes mafiques ultrapotassiques mais aussi dans les granitoïdes et ce jusque dans les termes monzogranitiques ; l'amphibole de composition actinotique est très souvent présente (en sus de la hornblende verte) ; le plagioclase est très peu zoné, de composition An 30 en moyenne dans les termes intermédiaires. Le cortège des accessoires est caractérisé par la présence systématique de titanite, d'allanite et d'apatite en abondance. La présence de titanite, en cristaux dont la taille peut atteindre jusqu'à 0,5 cm, avait fait dénommer par les auteurs une grande partie des roches Mg-K : « granite à sphène » (sphène = titanite). L'épidote (pistacite-zoïsite) est souvent observable, décrite comme secondaire sur la base d'observation texturales (Orsini, 1980, Laporte, 1987), elle a été considérée comme primaire par E. Ferré (1989). Les opaques sont constitués par de l'ilménite et des sulfures. Le zircon est toujours très bien formé, de taille toujours supérieure à 100 μm .

Au sein des intrusions Mg-K, la composition globale des granitoïdes est majoritairement contrôlée par les proportions des différents constituants minéraux dont les compositions propres restent par ailleurs pratiquement identiques.

La composition des roches Mg-K s'inscrit majoritairement dans le champ métalumineux (à diopside normatif, valeurs de $B < 0$), les valeurs de $B > 0$ (roches à corindon normatif) se rencontrent dans les types plus différenciés dans lesquels l'amphibole n'est plus présente (fig. 7). Cette disposition s'oppose à celle des granitoïdes qui accompagnent la mise en place des plutons Mg-K, comme ceux de Corbara ou de Capo a u Cavallu, qui n'occupent que le champ des roches peralumineuses (valeurs de $B > 0$).

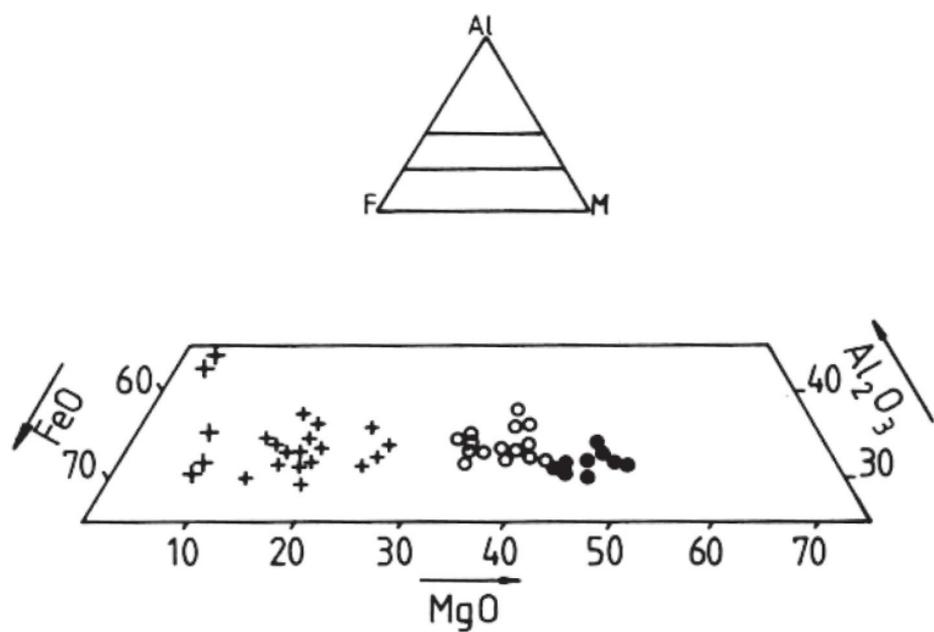


Fig. 6 - Projection de la composition des biotites des roches Mg-K sur un plan Al, Fe, Mg

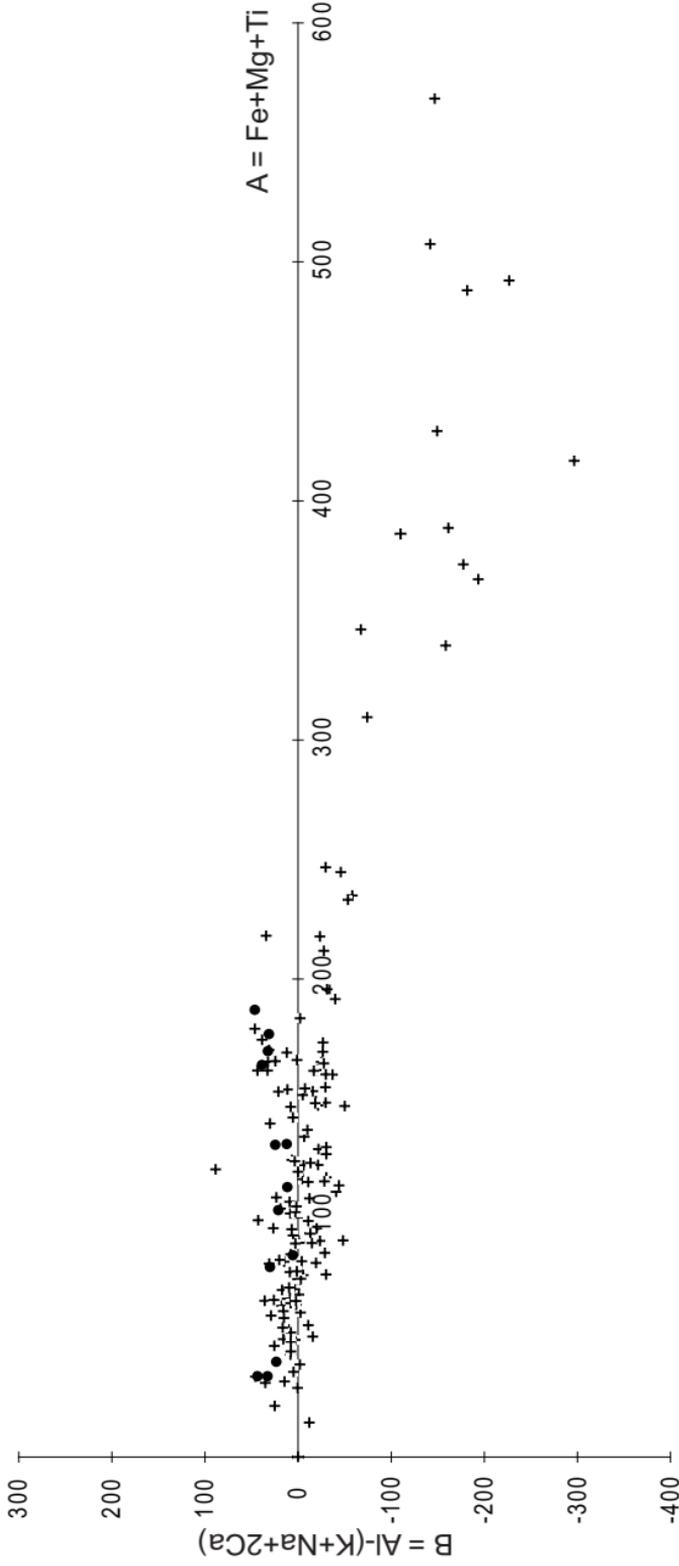


Fig. 7 - Projection des compositions des granitoïdes Mg-K, des roches ultra-potassiques et des granitoïdes alumineux de Corse occidentale dans le diagramme de Debon et Lefort (1983)

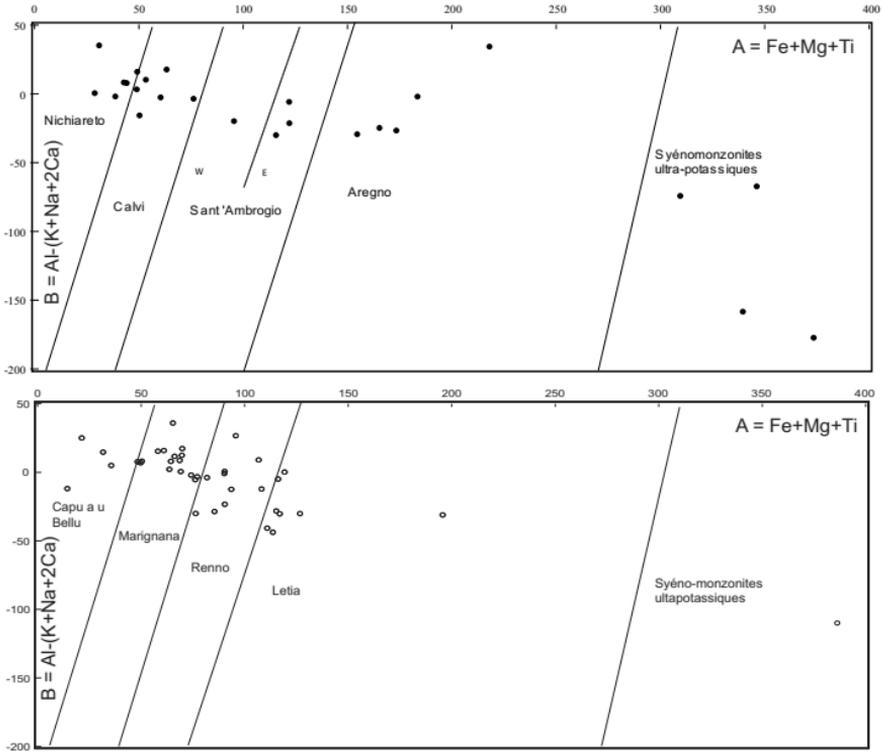


Fig. 8 - Comparaison des compositions des intrusions des groupes de Calvi et de Vico dans la projection de Debon et Lefort (1982)

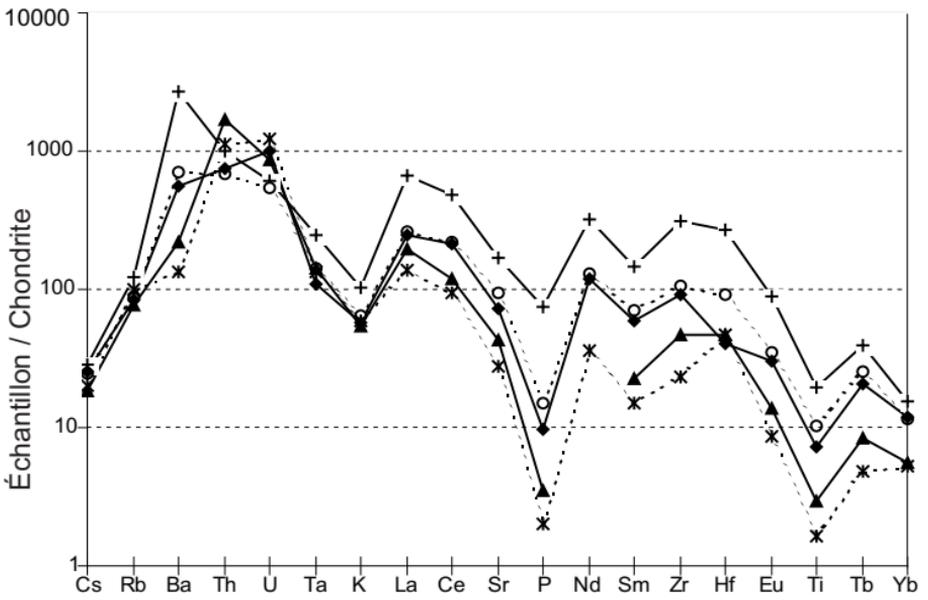


Fig. 9 - Distribution des éléments en traces des intrusions Mg-K du groupe de Calvi dans un diagramme de normalisation par rapport aux chondrites

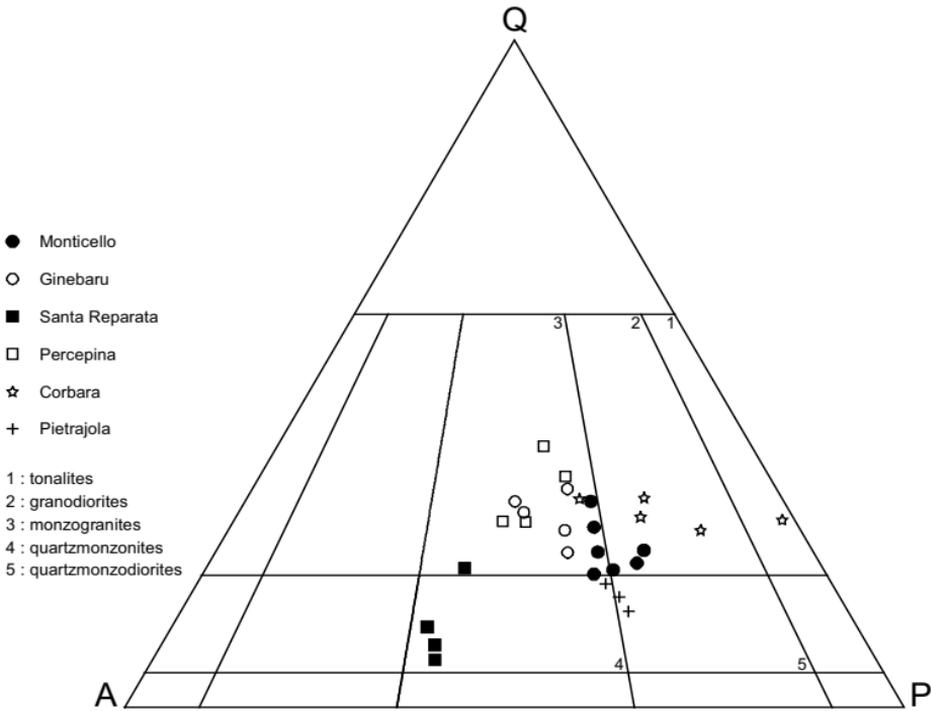


Fig. 10 - Représentation (Laporte *et al.*, 1991) de la composition des intrusions du groupe d'île Rousse dans un plan QAP (quartz ; feldspath alcalin = feldspath potassique + plagioclase An < 10 ; plagioclase An > 10). Champs de composition : Streckeisen (1976)

L'enveloppe des compositions des roches Mg-K s'étend d'un pôle allant des monzogabbros-syéénites quartzifères à un pôle granitique en passant par des monzodiorites plus ou moins quartziques et des monzonites.

Dans l'ensemble nord

Les intrusions Mg-K ont été réunies en trois groupes principaux (fig. 5). Au sein de chaque groupe d'intrusions ont été distinguées un certain nombre d'unités, caractérisées chacune par un type pétrographique majeur et par une structure propre.

De l'Est vers l'Ouest, on rencontre ainsi les groupes d'Île-Rousse et de Calvi ; les intrusions de granites leucocrates de Petra di Telamu et de Porto Agro recoupent respectivement ces deux groupes. Au Sud de Calvi, le groupe de Girolata-Bussaglia est caractérisé par un ensemble de micromonzogranodiorites subvolcaniques qui s'étend sur une cinquantaine de km² à l'affleurement et qui représente la partie la mieux préservée de l'érosion de tout l'ensemble Mg-K.

Le **groupe de Calvi** (Pézeril, 1977), où les intrusions sont de plus en plus différenciées de l'Est vers l'Ouest, est formé par les monzonites quartziques et roches ultrapotassiques d'Aregno (344 ± 2 Ma, par évaporation du plomb sur monozircon « EPZ » sur le type du « monolite » d'Algajola), les monzogranites de Sant'Ambrogio, les monzogranites de Calvi (335 ± 2 Ma par EPZ et 337 ± 1 Ma par U-Pb (Ménot *et al.*, 1996) et les leucomonzogranites de Nichiareto. Dans la représentation de F. Debon et P. Lefort (1983), les points représentatifs de la composition des intrusifs se distribuent depuis des valeurs fortes de $A = Fe + Mg + Ti$, pour les termes ultra-potassiques, jusqu'à des valeurs faibles, pour les termes leucocrates. La valeur du paramètre $B = Si - (K + Na + Ca)$, en majorité négative pour la plus grande partie du groupe, révélant le caractère métallumineux des roches Mg-K (fig. 8). Elle ne devient positive qu'à partir des monzogranites de Nichiareto, termes les plus différenciés du groupe.

L'intrusion de granite leucocrate de Porto Agro, intrusive dans le groupe de Calvi, est datée à 335 ± 3 Ma par EPZ (Rossi et Cocherie, 1995), 338 ± 2 Ma par U-Pb (Ménot *et al.*, 1996).

Le diagramme de représentation multiélémentaire (fig. 9) est caractéristique des roches de l'association magnésio-potassique, dans laquelle les roches basiques sont plus riches en éléments en traces que les roches acides. Le fort fractionnement des minéraux accessoires et de la biotite, depuis les termes mélanocrates jusqu'aux termes acides, permet de rendre compte d'un tel comportement.

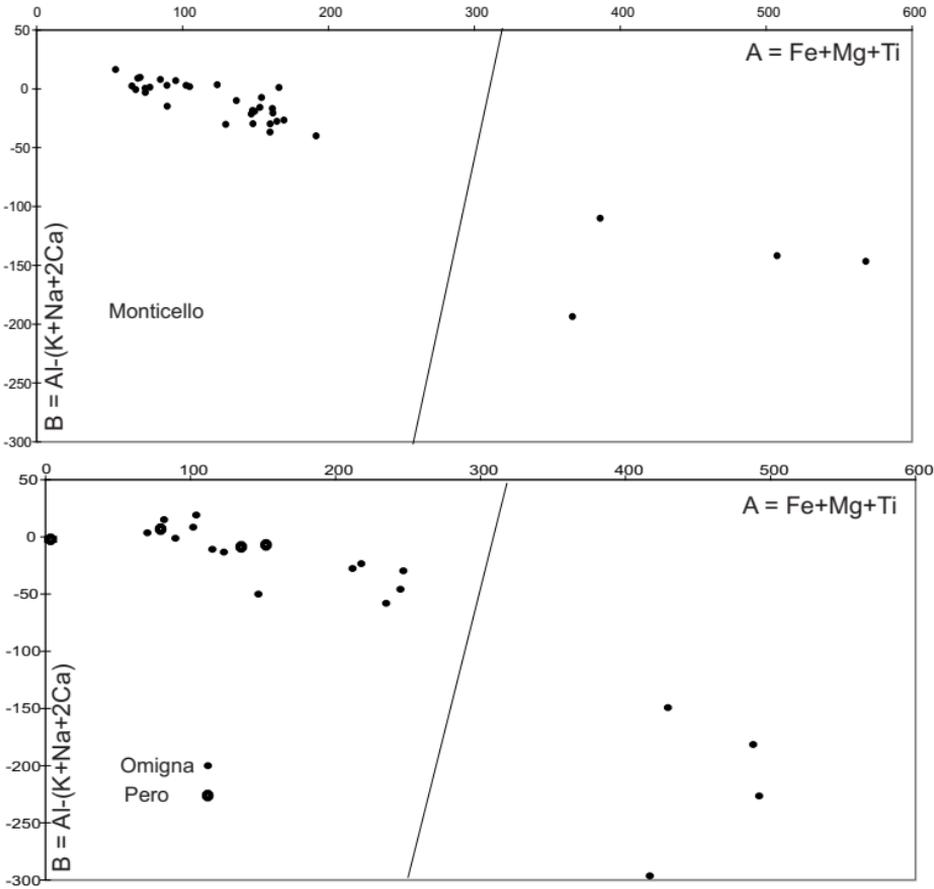


Fig. 11 - Comparaison des compositions des roches des unités d'Omigna (groupe de Cargèse) et de Monticello (groupe d'île Rousse) dans la représentation de Debon et Lefort (1982)

Le **groupe d'Île-Rousse** (Laporte *et al.*, 1991) est caractérisé par l'association de granitoïdes calco-alkalins Mg-K et de granitoïdes alumineux dont la mise en place est concomitante (fig. 10).

La composante Mg-K du groupe d'Île-Rousse (fig. 11) comprend les monzogranites hétérogènes de Monticello à stocks de syénites, monzonites, monzodiorites, les monzogranites de Ginebaru, les monzogranites hololeucocrates de Percepina et les monzonites quartziques de Santa-Reparata.

Au sein de ce groupe, les monzogranites hétérogènes de Monticello sont recoupés par des monzonites quartziques d'Aregno du groupe de Calvi (bordure à grain fin des syénites quartziques contre le granite de Monticello).

Les autres intrusions comprennent les monzodiorites quartziques de Pietrajola et les monzodiorites de Poggiola, qui ne sont pas à caractère typiquement Mg-K, et les granodiorites de Corbara datées à 345 ± 1 Ma (Ménot *et al.*, 1996) et à 345 ± 5 Ma (MSE sur monazite, annexe) qui présentent un caractère franchement alumineux.

Le **groupe de Girolata-Bussaglia** s'étend géographiquement depuis Girolata, au Nord sur la feuille Galeria-Osani, jusqu'au golfe de Bussaglia, au Nord du complexe granitique U3 de Porto. Il fait donc partie des groupes intrusifs septentrionaux.

Il renferme des roches dont la composition varie depuis des monzonites quartziques, granodiorites jusqu'à des monzogranites. Elles revêtent, en majorité, une texture microgranitique voire granophyrique, elles sont intrusives dans le complexe panafricain (Verghjolu sur la feuille Vico-Cargèse ou Girolata, Baie de Caspiu sur la feuille Galeria-Osani) et sa couverture paléozoïque (Curzo) où elles induisent la formation de cornéennes ; le contact est très souvent marqué par une bordure figée.

Dans l'ensemble sud

Les groupes d'intrusions définis sont les suivants (fig. 8) :

Le **groupe de Vico**, équivalent méridional du groupe de Calvi affleure, comme ce dernier, sur une vingtaine de kilomètres d'Ouest en Est. Il comprend des unités qui sont de plus en plus différenciées de l'Est vers le Sud-Ouest :

- l'unité de Letia, formée de monzonites quartziques à amphibole-biotite-rare clinopyroxène et roches ultrapotassiques ;
- l'unité de Renno formée de monzogranites à biotite et amphibole ;
- l'unité de Marignana-Piana formée de monzogranites à biotite ;

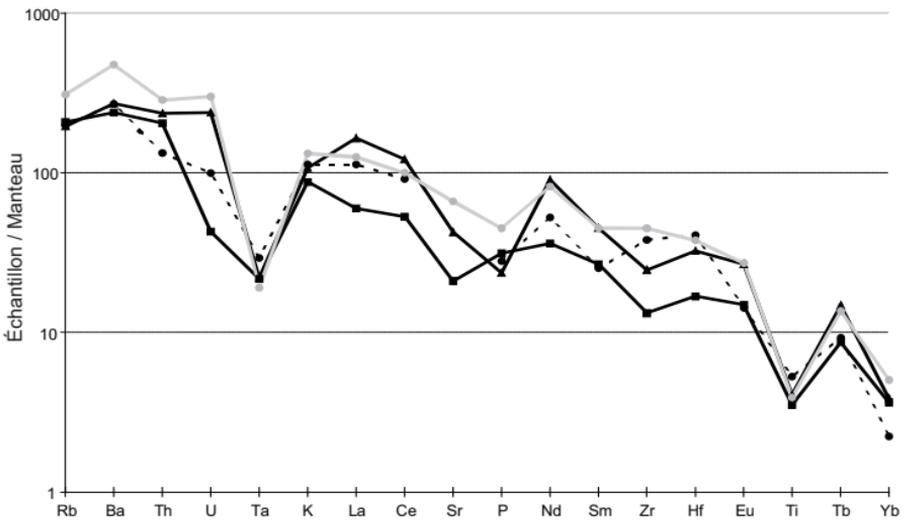


Fig. 12 - Distribution des éléments en traces des roches basiques ultrapotassiques du groupe de Cargèse (Topidi : carrés ; Portu Provenzale, feuille Sarrola-Carcopino : triangles) et du groupe de Vico (cercles et ligne pointillée : unité de Letia) comparées à la valeur moyenne (ligne grise épaisse) des lamprophyres calco- alcalins (Rock, 1987) dans un diagramme de normalisation par rapport au manteau primitif. La séquence des éléments est rangée par ordre d'incompatibilité décroissante dans les basaltes océaniques (Sun et Mc Donough, 1989)

– l'unité de Capu a u Bellu (336 ± 6 Ma, ZEM) formée de leucomonzogranites.

Les homologues entre unités nord et sud peuvent s'établir ainsi : Aregno = pas d'équivalence ; Sant'Ambrogio E = Letia ; Sant'Ambrogio W = Renno ; Calvi = Marignana-Piana ; Nichiareto = Capu a u Bellu (fig. 8).

Au sein du groupe de Calvi, l'association entre monzonites quartziques et roches basiques ultrapotassiques caractérise l'unité d'Aregno. Dans le groupe de Vico, l'unité de Letia associe des types pétrographiques semblables, toutefois la composition des monzonites y apparaît sensiblement plus différenciée qu'à Aregno par leur teneur en SiO_2 plus élevée et la rareté du clinopyroxène.

Le diagramme de représentation multiélémentaire (fig. 12) est comparable en tous points à celui des roches homologues du groupe de Calvi (fig. 9).

Le **groupe de Cargèse**, réunit un ensemble d'unités intrusives, semblables en composition à celles d'Île-Rousse, mais il occupe une position occidentale par rapport à celui de Vico (alors que celui d'Île-Rousse se trouve à l'Est de celui de Calvi).

L'unité composite d'Omigna est formée de monzonites quartziques et monzogranites mésocrates à feldspath K blanc de taille moyenne à grande (de 3 à 10 cm). Cette unité est composite et pourrait être subdivisée selon des types pétrographiques distincts ; dans son ensemble elle présente des caractères macroscopiques comparables à la fois à ceux des unités de Pietrajola et de Monticello du groupe d'Île-Rousse. Toutefois elle s'en distingue par l'absence de clinopyroxène, la pauvreté en amphibole et la rareté de la titanite.

L'unité du Pero est composée de monzogranodiorites à biotite-amphibole.

Aux unités d'Omigna et du Pero sont également associées des roches basiques ultrapotassiques.

Les unités des leucosyéno granites de type Porto Agro (Calvi) ou Petra di Telamu (Île-Rousse) n'ont pas été mises en évidence dans l'ensemble sud.

Unités intrusives du groupe de Girolata-Bussaglia

Cet ensemble de monzonites quartziques et de micromonzogranodiorites porphyriques subvolcaniques indifférenciées est séparé du complexe de Porto au Nord-Ouest par une zone de failles marquées par des couloirs de cataclases. Les roches qui le composent forment un ensemble (coupole ?) qui se poursuit au Nord sur la feuille Galeria-Osani, intrusif dans le complexe panafricain E1 (Verghjolu) et sa couverture paléozoïque (Curzo) où elles induisent la formation de cornéennes.

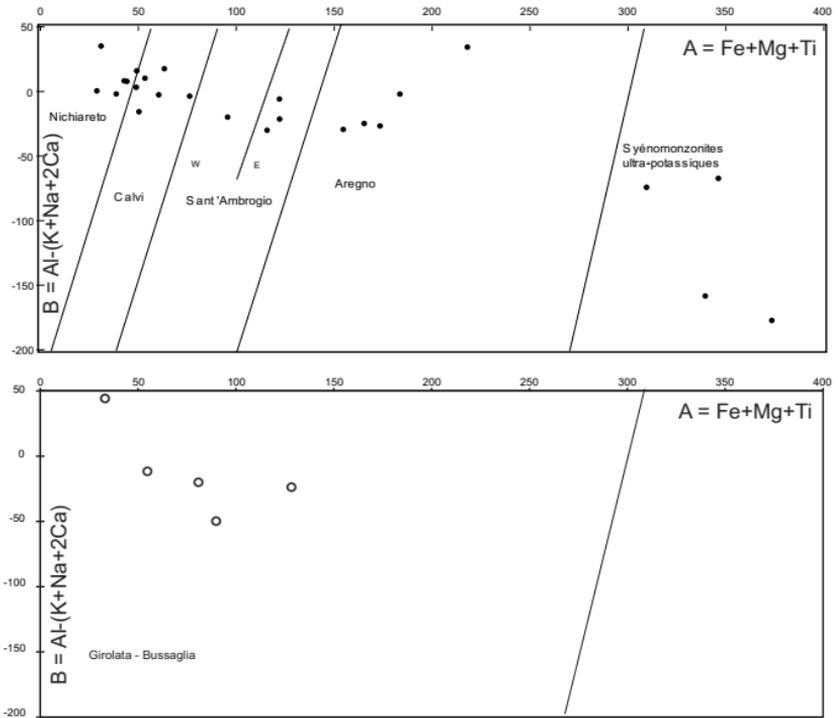


Fig. 13 - Comparaison des compositions des roches du groupe de Girolata-Bussaglia et de Calvi-Vico dans la représentation de Debon et Lefort (1983)

Les différents types pétrographiques du groupe de Girolata-Bussaglia n'ont pas été distingués cartographiquement. Les données sur les compositions chimiques des roches de ce groupe d'unités sont peu nombreuses (fig. 13). La distribution des éléments en traces y est identique à celle de l'ensemble des roches Mg-K (fig. 9). Les compositions des roches du groupe de Girolata-Bussaglia s'inscrivent toutes dans le champ de composition des roches du groupe de Calvi, dont elles pourraient représenter un équivalent subvolcanique.

Les coupes de la route, depuis Bussaglia jusqu'à Curzo, puis jusqu'à Galeria, ainsi que la coupe naturelle du bord de mer, permettent d'identifier les principaux types pétrographiques.

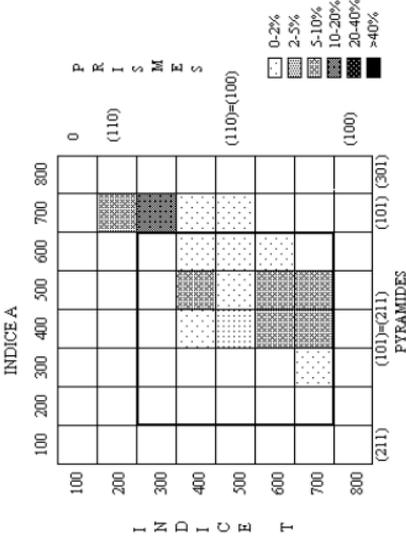
γ^{M} . **Monzonites quartziques de Bocca Pagliaghja.** Autour du col de Bocca Pagliaghja (au Nord-Ouest de la feuille) on peut observer, dans de bonnes conditions d'affleurement, des monzonites quartziques à grain moyen à fin, de couleur rouge, pauvres en quartz mais riches en ferromagnésiens. L'amphibole est une hornblende magnésienne ($X_{\text{Fe}} = 0.37$) souvent associée à une hornblende actinotique ($X_{\text{Fe}} = 0.33$). La biotite est fraîche, la titanite en grand cristaux automorphes est abondante ainsi que l'apatite. Le zircon est en cristaux bien formés (150 μm), sa typologie s'inscrit dans le domaine des roches Mg-K.

Les monzonites quartziques sont au contact de micromonzogranodiorites porphyriques qui paraissent les recouper. Le contact n'est pas marqué par une bordure trempée mais au contraire, sa géométrie sinueuse semble indiquer que la juxtaposition des deux ensembles est intervenue à haute température, avant leur refroidissement.

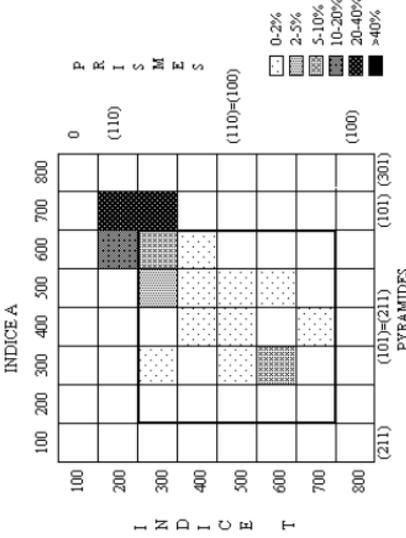
La datation de ces monzonites quartziques par la méthode U-Th-Pb sur monazite a livré un âge de 337 ± 4 Ma.

$\mu\gamma^{\beta-4\text{MK}}$. **Micromonzogranodiorites porphyriques subvolcaniques indifférenciées.** Ce sont des roches, le plus souvent à grain moyen à fin, où le quartz montre un habitus fréquemment subautomorphe et où les ferromagnésiens, regroupés en nids, gisent dans une pâte de couleur grise à verdâtre. La distribution des macrocristaux de feldspath potassique, varie dans de larges proportions, leur taille va de 1 à 3 cm et leur couleur est rose pour la plupart. Dans certains secteurs (pont de Traghinu, ...) elles renferment des enclaves basiques ovoïdes de quelques centimètres en moyenne mais qui atteignent rarement 0,5 m.

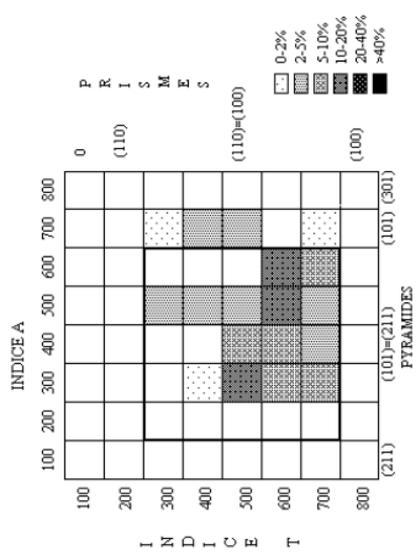
Les conditions d'affleurement sont médiocres ; une dizaine de mesures de l'orientation des structures planaires indique une orientation N10°. L'ensemble de la formation est affecté par une cataclase généralisée selon une direction N40° \pm 10° qui découpe les roches en dièdres d'échelle centi- à plurimétrique. Dans les couloirs les plus affectés, la rétomorphose dans le faciès des schistes verts est presque totale.



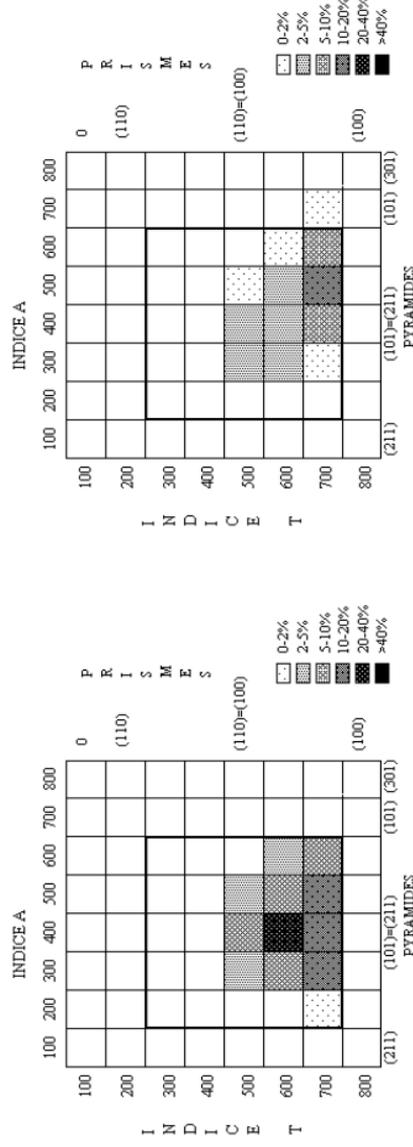
Leucomonzogranite de Porto Agro
(335 ± 3 Ma, EPZ ; 338 ± 2 Ma, U-Pb)



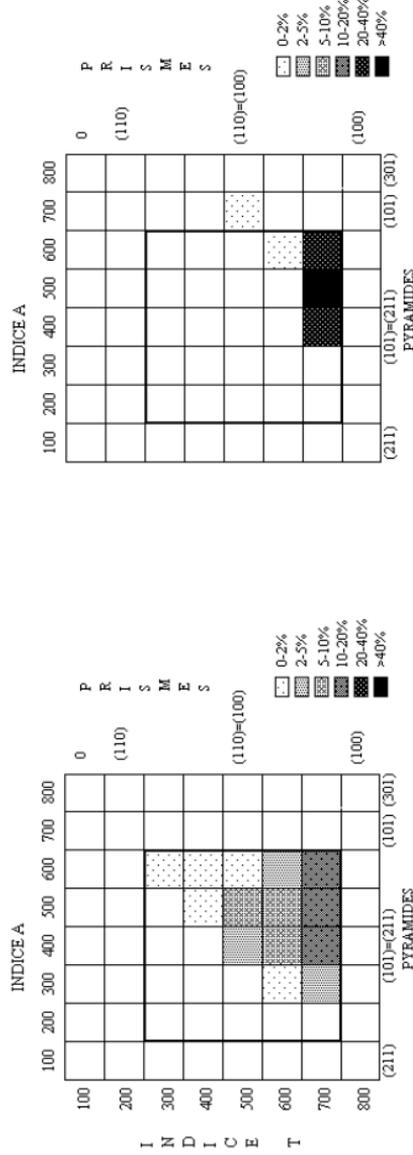
Leucomonzogranite de Capu a Bellu
(336 ± 6 Ma)



Monzogranite de Calvi



Monzogranite de Sant' Ambrogio



Monzonite quartzique d'Aregno
(344 ± 2 Ma, EPZ)

Fig. 14 - Typologie des zircons des unités du groupe de Calvi (colonne de gauche) comparées à celle du groupe de Vico (colonne de droite) dans la représentation de Pupin (1980)

Leur composition varie selon une gamme assez large depuis des monzonites, granodiorites jusqu'à des monzogranites, cependant les conditions d'affleurement (faciès subvolcanique auquel se surimpose une cataclase généralisée) n'ont pas permis de proposer une répartition cartographique de ces différents termes qui ont été regroupés sous le qualificatif de micromonzogranodiorites indifférenciées.

Au microscope, la mésostase, assez finement grenue, apparaît composée de quartz, de feldspath alcalin et plagioclases et de ferromagnésiens. La taille du grain varie de 20 μm à 1 mm, mais peut localement croître jusqu'à devenir grenue (1 à 2 mm) et conférer à la mésostase un aspect de granite fin. Le quartz peut, avec le feldspath potassique, former des micropegmatites graphiques qui ceinturent les cristaux de quartz ou de feldspath potassique.

Les ferromagnésiens, amphibole et/ou biotite, ne sont identifiables que par la morphologie de leurs fantômes ; ils sont en effet le plus souvent transformés en amas constitués de séricite et chlorite associées à de la titanite et de l'épidote et à des opaques (magnétite, limonite, leucoxène et hématite). La titanite est rarement reconnaissable et identifiable sous la forme d'amas losangiques de leucoxène.

Les mêmes minéraux que ceux qui forment la mésostase apparaissent sous forme de « phénocristaux ». Le quartz présente très souvent des formes propres, il est parfois affecté de golfes de corrosion. Le feldspath potassique, souvent perthitisé, n'est que rarement altéré. Les plagioclases, subautomorphes et en cristaux millimétriques, présentent fréquemment la macle polysynthétique. Ils peuvent être totalement albitisés ou bien pour ceux plus trapus, voir leur bordure toujours albitique tandis que le cœur, très fréquemment séricitisé, peut revêtir une composition d'oligoclase basique (jusqu'à An 28). La hornblende brun-vert se rencontre par place mais n'est pas toujours présente. La biotite, systématiquement chloritisée, renferme des granules d'opaques dont du leucoxène, en outre elle contient les principaux minéraux accessoires. Dans les types à grain fin, les apatites sont souvent sous forme de fines aiguilles, ce qui témoigne d'un stade de refroidissement très rapide.

Les zircons (fig. 14) sont de taille moyenne inférieure à celle des autres unités U1 : moins de 150 μm . Ils sont souvent mal formés (empreintes minérales et/ou lacunes de croissance) montrent fréquemment un canal central orienté selon c, ils renferment de très nombreuses inclusions opaques ou en baguettes. La monazite a été identifiée localement (pont de Traghjino), en individus subautomorphes fréquemment chemisés d'une enveloppe de thorite. Parmi les sulfures, la pyrite, notamment, est abondante (caractéristique des granites U1).

Au cours de la déformation cataclastique et du métamorphisme qui ont affecté la bordure nord-ouest du complexe de Porto, les monazites ont subi une forte recristallisation et un remplacement partiel par du feldspath potassique et des

minéraux riches en thorium : thorianite (ThO_2), chéralite ((Th, Ca, Ce) (P, Si) O_4), brabantite ((Ca Th (PO_4) $_2$). Des cristaux d'une taille de l'ordre de 5 μm , présentant une composition intermédiaire entre thorite et zircon, sont inclus dans la monazite.

La datation chimique de monazites provenant d'un échantillon au Nord de Bussaglia (cote 103 sur la route, le long du ravin de Ternicaldi) a fourni un âge de 337 ± 7 Ma (44 analyses). L'analyse des thorianites, provenant de la destabilisation des monazites -vraisemblablement liée pour partie à la formation des zones de cataclase-, lors d'un événement post varisque, permet de mettre en évidence deux groupes d'âges (20 analyses) à 58 ± 6 Ma (Paléocène) et 22 ± 3 Ma (Miocène inférieur) (annexe).

La majorité des roches de l'unité de Girolata-Bussaglia revêtent un caractère subvolcanique. Sur l'ensemble de leur domaine d'affleurement, elles induisent à leur contact des cornéennes dans leur encaissant (*cf.* plage de Caspiu). Lors de la mise en place des filons rhyolitiques U2 et/ou U3, vers 290-300 Ma, cette unité était déjà probablement en partie décapée par l'érosion car c'est le niveau, situé immédiatement sous la surface où les filons y sont anastomosés pour y former des extrusions, que l'on observe en partie aujourd'hui. On note de même une texture granulaire de recuit au contact des intrusifs U3.

La présence de cette unité conforte donc l'hypothèse selon laquelle le bloc de Galeria aurait occupé une position en superstructure par rapport aux unités plutoniques U1 plus profondes qui se trouvent au contact des gneiss anatectiques du socle E2 (fig. 5).

Le couple monzonites quartziques de Pagliaghja -micromonzogranodiorites subvolcaniques de Girolata-Bussaglia peut être considéré comme un équivalent du couple granite des Crêtes- volcanites du Molkenrain (Ikene *et al.*, 1991) dans le massif des Vosges, datés à 340 ± 1 Ma pour le granite et à 340 ± 2 Ma pour les volcanites (Schaltegger *et al.*, 1996).

Unités intrusives du groupe de Vico

Les unités intrusives du groupe de Vico sont recoupées au Sud, à l'Est et au Nord-Ouest par les intrusions U2 calco-alcalines et au Nord par les intrusions alcalines U3. À l'Ouest, elles sont limitées par le groupe d'intrusions de Cargèse, qu'elles recoupent en partie ; en effet, l'unité de Capu a u Bellu recoupe les monzonites quartziques et monzogranites de l'unité composite d'Omigna et celle de Marignana-Piana recouperait celle d'Omigna (Ferré, 1989).

Dans ce groupe d'intrusions, les granitoïdes ont des teneurs en SiO_2 qui sont comprises entre 63 et 76 %. De l'Est vers l'Ouest du domaine d'affleurement

des intrusions du groupe de Vico, l'augmentation de la proportion de quartz est corrélée avec la diminution de celle des ferromagnésiens.

γ_{qL}^M . **Monzonites quartziques à amphibole et biotite (unité de Letia)**. Elles forment une bande méridienne d'environ 7 km de large, sur une grande partie de la feuille, mais qui est ensuite interrompue et découpée par les intrusions postérieures (Col San Petru, Capu di Melu). Vers le Sud, elles sont décrochées localement vers l'Ouest par le cisaillement dextre E-W de Vico et n'affleurent plus ensuite qu'en panneaux morcelés au Monte Cervello puis au Sud, sur la feuille Sarrola-Carcopino, à Lopigna et au Monte Sant'Eliseo.

Au sein de cette bande de monzonites quartziques affleurent, dans de mauvaises conditions d'observation, de façon éparse, mais statistiquement continue, des gneiss et des mobilisats anatectiques que l'on rencontre à l'Ouest du Capu Farinetu, non loin du contact U1-U2 ou, plus vers le Sud, en rochers isolés dans la végétation ou en moellons dans les murets (agglomération de Vico).

Le contact intrusif entre les monzonites quartziques et les formations métamorphiques du panneau d'Arbori n'était pas, à l'époque des levés, observable avec précision.

Les monzonites quartziques sont des roches sombres, à grain moyen, dont la trame est constituée par du plagioclase (2 à 4 mm) et des ferromagnésiens abondants, biotite et amphibole. Le quartz, peu abondant, est de forme globulaire, de couleur grise, en individus de taille inférieure à 1 cm. Les macrocristaux de feldspath potassique, de couleur mauve, ont une taille comprise de 3 à 5 cm, ils confèrent à la roche un cachet caractéristique. Un autre critère d'identification remarquable est la présence de titanite, en cristaux dont la taille peut atteindre jusqu'à 0,5 cm, qui avait fait dénommer ce type pétrographique « granite à sphène » (sphène = titanite) par les auteurs.

L'examen microscopique révèle la rareté du clinopyroxène qui ne se rencontre occasionnellement qu'à l'état de reliques ténues dans l'amphibole ; cette dernière est d'ailleurs moins abondante que dans l'unité d'Aregno. Il faut remarquer que, du point de vue de leur composition, les roches de cette unité ($62,5 \% < \text{SiO}_2 < 64,7 \%$) qui sont en moyenne sensiblement plus siliceuses et moins magnésiennes que leurs équivalentes d'Aregno ($60,4 \% < \text{SiO}_2 < 62,8 \%$) sont comparables à celles de la partie orientale de l'intrusion de Sant'Ambrogio dans l'unité de Calvi (fig. 8).

La disposition des macrocristaux de feldspath potassique, ainsi que celle des enclaves, s'organise selon des plans subverticaux N 170 à N-S. La linéation, contenue dans ce plan, portée par les axes C des feldspaths et les axes d'allongement des enclaves, est subhorizontale avec un léger plongement d'une

dizaine de degrés vers le Nord ou vers le Sud. Une telle organisation est cohérente avec celle décrite dans l'ensemble de Calvi (de Raynal *in* Krylatov, 1963 ; Laporte, 1987).

L'organisation mégascopique des septums syénodioritiques dont la trace est fusiforme dans un plan horizontal, est conforme à celle observée à l'échelle de l'affleurement ou de la lame mince.

σηV. Stocks et massifs basiques syénodioritiques. Le domaine d'affleurement des roches basiques ultrapotassiques est, au sein du groupe de Vico, restreint à l'unité de Letia. Ce sont des roches noires et très denses, le plus souvent sub isogranulaires à grain moyen (2 à 3 mm), très micacées et sensibles aux phénomènes d'altération météorique qui les transforment en arènes où subsistent des boules à desquamation en pelure d'oignon. Elles apparaissent sous le forme de masses isolées d'envergure déca- à hectométrique et d'enclaves centi- à décimétriques dispersées au sein des granitoïdes. Les contacts plastiques entre ces roches et les granitoïdes encaissants indiquent que leur mise en place s'est effectuée de façon concomitante.

La projection de leur composition modale, dans un diagramme QAP, illustre la diversité de composition des roches basiques Mg-K, qui varie d'un pôle dioritique à un pôle syénitique (fig. 2).

Du point de vue de leur nature ces roches, pour lesquelles $1.5 < K_2O/Na_2O < 3$, peuvent être qualifiées de très potassiques à ultrapotassiques. Leur composition est comparable à celle des lamprophyres comme l'indique la distribution de quelques éléments en traces comparée à celle de la moyenne de lamprophyres calco-alcalins (fig. 9).

Malgré d'importantes variations texturales et compositionnelles, l'association minéralogique des roches basiques, en enclaves ou en stocks, est très constante : biotite + (hornblende verte-actinote) + clinopyroxène + plagioclase ± feldspath-K + quartz pour les minéraux cardinaux, le clinopyroxène pouvant être absent dans les types pétrographiques les plus riches en quartz. L'association titanite + apatite + zircon + opaques (ilménite et sulfures) étant symptomatique du cortège des minéraux accessoires.

γ^{3MK}R. Monzogranites à biotite et amphibole (unité de Renno). Cette unité se situe sur la marge occidentale de celle de Letia, les modalités de passage entre les monzonites quartziques de Letia, les monzogranites de Renno sont difficiles à cerner avec précision. En effet, le passage paraît relativement progressif, il se caractérise par la disparition, dans l'unité de Renno, des septa syénodioritiques, la raréfaction voire la quasi-disparition des enclaves.

Au sein de l'unité de Renno, on note une évolution, de l'Est vers l'Ouest, qui voit varier la composition des roches dans le sens d'un enrichissement en quartz allant de pair avec la diminution de la charge en ferromagnésiens et l'atténuation du caractère automorphe du feldspath potassique ; la titanite, quoique moins fréquente, demeure toutefois toujours observable à l'œil nu. L'amphibole ne subsiste encore qu'exceptionnellement à la bordure orientale de l'unité mais est toujours absente ailleurs. Des agrégats de biotites et d'opaques associés à des amas de titanite et d'opaques leucoxénisés, dont la morphologie mime des contours d'amphibole fantôme, ponctuent encore ça et là les roches mais la biotite demeure le seul ferromagnésien présent ; son abondance va en décroissant vers l'Ouest.

L'unité de Renno, comparable à la partie occidentale de celle de Sant'Ambrogio du groupe de Calvi (fig. 8), n'est pas non plus pétrographiquement homogène, les compositions des roches y oscillent en effet (tab. 1) entre 65 % et 70 % de SiO₂.

Les structures planaires sont toujours subméridiennes à N 160, très redressées, avec cependant localement des pendages est ou ouest. Les quelques structures linéaires mesurées sont contenues dans le plan et pendent d'une vingtaine de degrés vers le Sud.

Le monzogranite Mg-K de l'unité de Renno (échantillon prélevé au pont de Mulinellu à 1 km au Sud-Ouest d'Evisa) a été daté à 330 ± 2 Ma par la méthode U-Pb sur zircon (SHRIMP). Un âge plus ancien à 344 ± 2 Ma (ZEM, voir annexe) a été obtenu sur un échantillon de la carrière du monolithe d'Algajola de l'unité d'Aregno, homologue de l'unité de Letia, qui jouxte à l'Est de celle de Renno.

³MP. **Monzogranites à biotite (unités de Marignana et Piana).** L'unité de Marignana – Piana regroupe un ensemble de granites qui se caractérisent par leur caractère franchement plus leucocrate que ceux de l'unité de Renno et par une plus grande quantité de quartz, la titanite peut encore, quoique rarement, y être observable à l'œil nu.

Cette unité est caractérisée par une surface d'affleurement importante, de l'ordre du double de l'ensemble Letia-Renno. Les difficultés d'accès ayant limité les investigations de certains secteurs montagneux, cette unité est vraisemblablement composite et doit regrouper plusieurs sous-unités qui n'ont pas été discriminées.

Ces monzogranites, relativement acides, se caractérisent par une composition : $70 \% < \text{SiO}_2 < 73,5 \%$ (fig. 8). Ils constituent les compartiments ouest de la Spelunca, des Bergeries de Corgola, du Sud-Ouest de Marignana, de Balogna. Le contact avec les monzogranites de Renno s'effectue à l'Est de Marignana mais

n'a pas été identifié sous la forme d'un contact intrusif. Au Nord-Est de Piana, au voisinage du contact avec la bordure septentrionale du complexe de Porto marqué par une zone de cataclase, les feldspaths potassiques des monzogranites sont fortement rubéfiés et confèrent à la roche un aspect très porphyrique.

Sur la D 81, la fréquence des essaims de roches basiques dans les monzogranites augmente au voisinage du contact avec l'unité d'Omigna. Un tel dispositif de la zone de contact peut être comparé à celui décrit à la marine de Davia (feuille Calvi) entre les unités d'Île-Rousse et de Calvi, dans ce dernier secteur le contact est en outre marqué par lambeaux de socle gneissique qui n'ont pas été observés dans le périmètre de la feuille Vico-Cargèse. Les monzogranites de Piana revêtent un type caractérisé par une automorphie plus marquée des feldspaths potassiques tandis que des enclaves basiques (10 cm en moyenne) apparaissent çà et là dans un couloir de quelques 500 m semblant border la zone de contact. Les monzogranites de Piana seraient donc tardifs par rapport à ceux d'Omigna, comme proposé par E. Ferré (1989).

L_{γ}^{BMK} . **Leucomonzogranites à biotite (Capu a u Bellu)**. L'intrusion de Capu a u Bellu s'étend selon une direction subméridienne sur la rive droite de la rivière de Sagone. Elle est formée de monzogranites clairs qui présentent localement des passées de schlieren à biotite, comme par exemple à Punta di Trio.

L'unité des leucomonzogranites de Capu a u Bellu est équivalente de celle des monzogranites de Nichiareto dans le groupe de Calvi. Elle se situe dans le prolongement structural de l'unité de Marignana – Piana dont elle pourrait constituer le flanc sud-ouest (à l'instar de celle de Nichiareto qui flanque la bordure ouest des monzogranites de Calvi). Les leucomonzogranites de Capu a u Bellu recoupent les monzonites quartziques et monzogranites mésocrates de l'unité composite d'Omigna du groupe de Cargèse. Ils présentent à leur contact une bordure figée (observation Ferré, 1989).

Ces leucomonzogranites U1 ne se distinguent macroscopiquement pas aisément des termes leucocrates homologues de l'association calco-alcaline composite U2, comme ceux du massif situé à proximité en rive gauche de la rivière de Sagone. En effet dans ce domaine, les compositions banalisées approchent celles de minima thermiques dans le système Qz-Ab-Or. Cependant, ses caractères minéralogiques (chimisme de la biotite toujours très magnésien $0,44 < X_{Fe} < 0,46$, typologie des zircons (fig. 14), nature ferrotitanée des minéraux opaques) permettent de le rapporter à l'association Mg-K (Rossi, 1981) ; le plagioclase est zoné (An 22-07) et ceint d'une fine couronne An 02.

La population de zircons de ces monzogranites est polymorphe. Les zircons ayant des formes S_{17} , S_{12-13} , S_{8-9} sont plutôt incolores et parfois limpides. Ce caractère les oppose aux zircons S_5 - P_1 - G_1 dont la surface est

craquelée et fortement corrodée et qui sont colorés en brun-ocre et parfois même opaques. Une partie de la population de zircons se superpose à celle des autres granites du groupe en s'enracinant dans la zone de composition S₁₇₋₁₄ ; elle s'en distingue toutefois par le développement de nombreux individus S₅-P₁-G₁ de plus basse température et caractéristiques de types leucocrates ; les coordonnées du barycentre de la population (A = 5 90 ; T = 318) reflètent l'abondance de ces types de BT. Cette typologie très étalée peut indiquer que ces monzogranites ont subi une histoire thermique qui a vu cristalliser précocement les types S₂₃ à haute température puis, plus tardivement, les types G₁₋₃ à plus basse température dans des conditions (sub) volcaniques en présence de fluides (zircons à lacunes de croissance).

Le monzogranite de Capu a u Bellu a été daté par évaporation du plomb sur monozircon (annexe) à 336 ± 11 Ma, cet âge est cohérent avec celui de l'unité de Calvi daté sur zircon (U-Pb, TIMS) à 337 ± 1 Ma (Paquette *et al.*, 1996) et 335 ± 2 Ma (évaporation du Pb, annexe).

Les âges obtenus sur le groupe de Vico (Renno : 330 ± 2 Ma et Capu a u Bellu : 336 ± 11 Ma) sont cohérents avec ceux du groupe de Calvi, où, toutefois, la monzonite quartzique du monolithe (unité d'Aregno) fournit un âge plus ancien à 344 ± 2 Ma ; ce dernier âge est cohérent avec les datations obtenues sur les écrans de gneiss migmatitiques et de granites alumineux de Corbara (U-Pb/zircon) à 345 ± 1 Ma (Ménot *et al.*, 1996) et à 332 ± 5 Ma (SHRIMP, annexe) et sur monazite à $344,7 \pm 5,1$ Ma.

La mise en place des unités du groupe de Calvi-Vico a pu se dérouler dans un laps de temps de l'ordre de la dizaine de millions d'années.

Unités intrusives du groupe de Cargèse

Le groupe de Cargèse est constitué de deux unités, l'unité composite d'Omigna (monzonites quartziques mésocrates à biotite) et l'unité du Pero (monzogranodiorites à petits cristaux de feldspath K). À ces unités, de composition acide à intermédiaire, sont associés des septums de roches ultrapotassiques. En outre, les intrusions du groupe de Cargèse sont intrusives dans les formations gneissiques mésozonales E2 sur leur marge occidentale.

γ_{qO}^M . Monzonites quartziques mésocrates à biotite et rares monzogranites (unité composite d'Omigna). Les roches de cette unité sont caractérisées par la présence de macrocristaux de feldspath potassique dont la taille varie largement (2 à 4 cm en moyenne, parfois jusqu'à 5 voire 10 cm) localement regroupés en lits de plusieurs décimètres de puissance. Cette hétérogénéité mésoscopique se retrouve au plan mégascopique.

On peut ainsi distinguer des roches à grands macrocristaux de feldspath K et à composition globale de monzonites quartziques (mk1), de roches à petits macrocristaux de feldspath et à composition de monzogranites (mk2). Il serait possible de subdiviser cette unité selon des types pétrographiques distincts mais ce travail de détail n'a pas été réalisé dans le cadre du lever à 1/50 000. Sur les affleurements de bord de mer, aux abords sud de Cargèse, on peut observer les structures et les relations mutuelles entre mk1 et mk2 (Marre, Ferré). Dans mk1, le litage magmatique, défini par des couches de composition minéralogique différente, par la fabrique des macrocristaux de feldspath K, et par des enclaves basiques dissociées (qui marqueraient une zone à cinématique magmatique élevée), est orienté N 145 avec un fort pendage au Nord-Est. Dans mk2 les structures, définies par la disposition planaire des macrocristaux de feldspath K et la disposition des enclaves basiques, ont un pendage orienté N75 de 70° vers le Sud et recoupe celle de mk1. Les monzogranites mk2 développent des apophyses dans les monzonites quartziques mk1, sans bordures fines ou figées au contact et renferment des enclaves à bords anguleux ou des enclaves de mk1. Les injections de mk2 se font préférentiellement dans les joints de mk1.

Au lieu-dit Molindinu, dans la falaise bordant la D 81, ou bien sur la presqu'île d'Omigna, la taille des feldspaths potassiques peut croître jusqu'à atteindre plus de 8 cm ; leur couleur le plus généralement blanche peut parfois devenir localement rosée. Les passées sombres, qui alternent avec lits plus clairs feldspathiques, sont enrichies en biotite. Sur l'affleurement, le caractère sombre de la roche est toutefois accentué par le reflet bleuté du plagioclase ; du point de vue pétrographique, l'indice de coloration de la roche est donc moindre de ce qu'il paraît, à première vue.

Sur la presqu'île d'Omigna, en particulier sous la tour génoise, les conditions d'affleurement sont propices à l'observation de la disposition des mégacristaux de feldspath potassique, dont la taille avoisine ici jusqu'à une dizaine de centimètres : les axes C des feldspaths K matérialisent une linéation très bien exprimée de direction N 130 avec un pendage de 10° au Nord-Ouest (Ferré, 1989) contenue dans un plan N 130 subvertical fortement penté vers l'Est.

Les roches de cette unité sont caractérisées par leur pauvreté en amphibole et titanite macroscopique, l'examen microscopique confirme leur extrême rareté. La biotite, de couleur beige à brun-bistre, est cloisonnante autour des plagioclases subautomorphes, sa composition est plus alumineuse que dans les autres roches du groupe de Cargèse. Le plagioclase (An 37-10) est, à l'inverse des intrusions Mg-K *s.s.*, zoné de façon assez nette et parfois récurrente.

Les enclaves de roches basiques et de roches métamorphiques (amphibolites surtout) sont localement abondantes.

Dans leur ensemble, ces roches de composition monzonitique sont, par leurs caractères macroscopiques, comparables à la fois à celles des unités de Pietrajola et de Monticello du groupe d'Île-Rousse ; elles s'en distinguent toutefois par l'absence de clinopyroxène, la pauvreté en amphibole et la rareté de la titanite.

ση. Stocks et massifs basiques ultra-potassiques syénodioritiques. Les roches basiques ultrapotassiques affleurent sur la façade maritime dans les régions de Cargèse, Topiti et Capu Rossu au contact des granites des unités du Pero et d'Omigna. Elles sont toujours très sombres, à grain moyen, et caractérisées par l'abondance de l'amphibole et surtout de la biotite ; elles renferment localement des macrocristaux de feldspath K. Elles constituent surtout des essaims d'enclaves de taille plurimétrique, regroupées en amas déca-à hectométriques qui forment un alignement subméridien entre Capu Rossu et I Monaghji. Leur composition est celle de lamprophyres (fig. 12) et, dans l'ensemble, reste proche de celle que l'on rencontre dans l'unité de Letia.

Les roches ultrapotassiques du groupe de Cargèse présentent néanmoins des caractères plus mafiques caractérisés par le paramètre B, ($B = Fe + Mg + Ti$) $600 < B < 350$ alors que dans le groupe de Vico $375 < B < 350$. De même les clinopyroxènes à composition de diopside chromifère n'ont été rencontrés que dans les roches ultra-potassiques de ce groupe, enfin, les seules valeurs de $\epsilon_{Nd} > 0$ ont été trouvées dans des roches ultrapotassiques (à enclaves de péridotites) du groupe de Cargèse immédiatement au Sud de la carte Vico sur la feuille Sarrola-Carcopino, à Portu Provizale. Le même contraste apparaît dans l'ensemble septentrional entre les roches mafiques ultra-potassiques du groupe de Calvi et celle du groupe d'Île-Rousse.

Les affleurements les plus importants se situent immédiatement à l'Est de Cargèse, au sein de l'unité d'Omigna. La route qui va de Cargèse vers Pancone recoupe un des principaux stocks basiques (amphibole $X_{Fe} \sim 0,35$; biotite $X_{Fe} \sim 0,43$; plagioclase An 60-29).

Les affleurements de la presqu'île de Topiti, emballés dans les monzogranites de l'unité du Pero, sont majoritairement composés de gabbros et de monzogabbros mélanocrates grenus à grain moyen-gros qui présentent des textures de cumulats (Tommasini, 1993). Les principaux minéraux automorphes sont la biotite ($X_{Fe} \sim 0,33$) et l'amphibole ($X_{Fe} \sim 0,25$) qui est une hornblende actinotique à reliques de clinopyroxène. La composition du clinopyroxène est intermédiaire entre diopside chromifère et salite. Le plagioclase est le plus souvent interstitiel, il est antiperthitique et associé à du feldspath potassique (riche en baryum (Or 85 ; Cs 7,5 ; Ab 8) et à du quartz en moindre quantité qui peut être localement automorphe dans les échantillons les plus plagiifères.

Le diagramme étendu (fig. 12) identifie bien ces roches à celles de l'association Mg-K, en particulier la richesse en Ba, Zr, la forte teneur en K,

corrélée à celle de Mg et Cr ainsi que la richesse en éléments lithophiles peu mobiles.

$\gamma^{\beta-4MK}$. **Monzogranodiorites à petits cristaux de feldspath potassique (unité du Pero)**. Elles occupent la partie sud-ouest de la feuille, à l'Est des golfes de Chiumi et de Peru. À l'affleurement, elles sont caractérisées par une teinte d'ensemble gris bleuté. Sur ce fond sombre, les taches blanchâtres des feldspaths apparaissent très contrastées. L'aspect sombre de la roche est dû essentiellement à la présence de la biotite, souvent regroupée en individus formant des taches de taille inférieure à 1 cm. L'amphibole est peu abondante et la titanite non distinguable à l'œil nu. Le feldspath potassique est en majeure partie sous forme de cristaux rectangulaires de couleur blanchâtre (1 à 2 cm), on rencontre toutefois des individus aux formes moins bien réglées où plusieurs individus de petite taille sont regroupés en synneusis. Le quartz est xénomorphe et de couleur grise.

La roche est parsemée d'enclaves basiques (quelques centimètres à plusieurs décimètres) qui soulignent une organisation planaire aisément repérable sur la plupart des affleurements.

Au microscope, les plagioclases apparaissent le plus souvent saussuritisés, quelques individus porphyriques (An 35) présentent un zonage optique bien visible, localement en taches au centre des cristaux. La biotite (XFe ~ 0,41) et l'amphibole sont regroupées en nids associant le plus souvent l'allanite et la titanite. La biotite inclut de nombreux grains d'apatite, elle est souvent chloritisée tandis que l'amphibole, généralement plus fraîche, est localement associée de l'épidote. La titanite est fréquemment en cristaux millimétriques amoéboïdes.

Association magmatique volcano-plutonique composite U2 : granitoïdes subalumineux et roches basiques tholéitiques

Composition d'ensemble, relations avec l'encaissant et les intrusions postérieures.

Le périmètre de la feuille Vico recouvre un secteur privilégié pour observer la postériorité des intrusions composites U2 par rapport aux intrusions magnésio-potassiques U1. Ainsi, au Sud-Ouest de Piana, les monzogranites U2 constituent un appareil intrusif où l'on peut distinguer une zone de propagation magmatique subhorizontale au sein des granitoïdes U1 qui alimente des dykes qui recoupent le toit de l'intrusion.

Le magmatisme U2 est dit « composite » car il associe des termes acides -granodiorites et monzogranites- et basiques (diorites et gabbros) non cogénétiques.

L'examen des contacts des parties sommitales et bordières des intrusions a permis de mettre en évidence, dans certaines parties du batholite (Tenda et marge orientale), que les plutons sont intrusifs dans des formations volcano-sédimentaires acides. Les données pétrographiques et géochimiques indiquent que plutons et laves sont, pour partie, congénères (Rossi *et al.*, 1992, 1993).

Dans l'ensemble du batholite, les formations basiques se rencontrent tour à tour sous forme de complexes mafiques-ultramafiques, stocks ou septums gabbro-dioritiques, filons composites « net-veined-complexes », filons doléritiques ou mixtes acides-basiques, ou bien encore de manifestations volcaniques comme à Osani (andésites-dacites). L'ensemble de ces manifestations traduit l'expression, à différents niveaux structuraux, d'un magmatisme essentiellement tholéitique (fig. 13) et qui a perduré entre 305 et 280 Ma. Certaines roches basiques revêtent toutefois un caractère « calco-alcalin », acquis secondairement et dû à des phénomènes d'hybridation et/ou contamination avec des roches acides (Cocherie *et al.*, 1992).

Selon une même verticale, les formations volcaniques représentent ainsi un étage supérieur, les intrusions mafiques, un étage inférieur, le système filonien constituant des dykes alimentant les formations volcaniques.

Unités intrusives du groupe de Corse centrale

Ont été intégrées dans ce groupe des unités intrusives situées sur la marge nord orientale du batholite et qui ont pour caractéristique macroscopique commune de revêtir une teinte blanchâtre due à l'absence de coloration du feldspath K et en outre d'être rarement porphyroïdes mais le plus souvent à grain moyen. Les unités de la Cinarca (feuille Sarrola-Carcopino, de Zigliara (feuille Ajaccio) ou du Coscione (feuille Zicavo) appartiennent à ce groupe de Corse centrale. Les intrusions de ce groupe se distinguent ainsi des autres groupes de Corse occidentale et méridionale dans lesquelles le feldspath K est coloré en rose voire en rouge.

γ^{CA} . **Granodiorites à amphibole-biotite et enclaves sombres.** Caractérisées macroscopiquement par leur grain moyen, la présence d'enclaves microgrenues d'une taille de 10 cm maximum, une teinte blanchâtre tant pour la roche que son manteau d'arène, les granodiorites à amphibole-biotite affleurent en majorité dans la partie orientale de la feuille à l'Ouest de la Bocca a Verghju puis, au Sud, sur le plateau de Camputile. Sur leur bordure occidentale, dans la région de Cristinacce, elles renferment localement des macrocristaux épars de feldspath potassique d'une taille moyenne de 3 cm. On retrouve aussi des zones riches en macrocristaux à **Pancone** au sein de la lame de granodiorite intrusive au Nord-Est de Cargèse.

Les intrusions granodioritiques constituent de vastes affleurements dans la partie orientale de la feuille. Elles forment un feuillet à pendage ouest intrusif dans les unités U1 Mg-K qu'elles recoupent selon un angle d'une trentaine de degrés dessinant ainsi cartographiquement des festons dues aux entailles du relief.

Elles se singularisent des monzogranites par la présence d'amphibole, fréquemment en amas de baguettes ainsi que par la fréquence d'enclaves « microgrenues ». Le quartz est en sections subautomorphes à xénomorphes et forme 30 à 35 % de la roche. Les plagioclases présentent un zonage marqué : le cœur, le plus souvent altéré, a une basicité voisine de An 30, qui diminue progressivement vers An 20 à la périphérie. Le feldspath potassique est perthitique et en sections subautomorphes. Les feldspaths sont en proportions à peu près équivalentes (entre 25 et 30 %). La biotite est parfois en individus isolés mais le plus souvent, elle est accolée à la hornblende verte. Biotite, amphibole et minéraux accessoires (opaques, zircon, allanite ...) représentent environ 6 à 8 % du volume de la roche.

Le contact intrusif entre les granodiorites U2 et les granitoïdes Mg-K U1 (a valeur de socle) n'est pas systématiquement souligné par une bordure figée, ainsi qu'on peut l'observer sur le talus de la route d'Evisa à Cristinacce, par exemple.

γ^{3-4CA} . **Monzogranodiorites à grain fin (Punta Artica)**. Ce sont des roches à grain moyen à fin, contenant de rares enclaves basiques, des essais de telles enclaves peuvent être observés dans le lit du Tavignano en aval du lac de Nino. De teinte relativement claire, les monzogranodiorites renferment de la biotite en petits individus clairsemés et plus rarement de l'amphibole. Elles affleurent en gisement subhorizontal, dans des zones proches des crêtes et pourraient constituer la partie supérieure des corps de granodiorite, témoignant ainsi de la proximité du toit de ces intrusions.

γ^3CA . **Monzogranites à biotite de Piana**. Ce sont des roches plus claires que les granodiorites dont elles se distinguent sur le terrain par l'absence d'amphibole et la rareté des enclaves microgrenues basiques. La couleur blanche du feldspath potassique ne permet en effet pas d'apprécier facilement le rapport plagioclase/feldspath K.

Recoupant les granitoïdes U1, les monzogranites à biotite forment de vastes intrusions qui s'étendent depuis la côte occidentale à l'Ouest de Piana (Bocca San Martino) et au Nord de Cargèse jusqu'à l'Est de la coupure où on les retrouve à l'Est de Rosazia jusqu'à Guagno puis à l'Est du col de Verghju.

Ce monzogranite à biotite, prélevé à l'Ouest de Piana au point de coordonnées 42°13'15,8/8°38'23,2, a été daté (annexe) à 308 ± 2 Ma par la méthode U-Pb

sur zircon (SHRIMP). Son âge est comparable à celui de la composante acide d'un filon qui recoupe l'intrusion de Capu a u Cavallu au Sud-Est de Calvi qui a été daté à $305,5 \pm 1,6$ Ma (Paquette *et al.*, 1996). Ceci permet d'envisager une possible liaison chronologique et génétique entre les plutons acides et les nappes ignimbritiques rhyolitiques calco-alkalines d'autre part (Rossi *et al.*, 1993).

Le mécanisme de mise en place de cette unité de monzogranites à biotite peut être analysé au Sud-Ouest de Piana. Les monzogranites forment un dispositif qui se présente sous la forme d'un laccolite au toit subhorizontal au Sud de Piana. Le toit du laccolite, constitué par du matériel granitique U1, est recoupé en lames subverticales comme celles de Saint-Elie (Ouest de Cargèse, localement à macrocristaux de feldspath potassique) et dans le ruisseau de Finucchiaghja.

Au contact entre les lames verticales (disposées selon un axe méridien entre Saint-Elie à l'Est de Cargèse et Piana) et l'encaissant U1, les bordures des intrusions U2 sont rarement figées. On peut toutefois noter, comme sur la D 81 au niveau du ruisseau de Cario, la présence de litages microrhythmiques à amphibole et à feldspaths à grain fin (de type stocksheider, développés perpendiculairement au contact). En revanche sous le toit U1, là où s'étalent les intrusifs monzogranitiques, les contacts sont soulignés par le développement de bordures fines (à valeurs de bordures figées). On peut en particulier observer ce dispositif à une centaine de mètres en amont des bergeries dans le thalweg de Finnuchiaghja (Ferré, 1989).

Unités intrusives du groupe d'Ajaccio – Sartène

Ce groupe comprend des intrusions dont la composition varie depuis des granodiorites jusqu'à des monzogranites. Elles sont caractérisées par la teinte rosée à rouge du feldspath K qui se présente pratiquement toujours en larges cristaux automorphes dans les granodiorites leur conférant ainsi un faciès porphyroïde caractéristique.

θηC. Gabbro-diorites (Cersa). Les roches basiques qui constituent les septums déca- à hectométriques gisant dans les monzogranites à biotite à Cersa, ainsi qu'au Nord de la feuille Sarrola-Carcopino, à la limite de la feuille Vico, à Lopigna et Tiuccia, présentent essentiellement des compositions de diorite à amphibole, les compositions gabbroïques étant subordonnées. La géométrie des contacts acide-basique témoigne d'une mise en place concomitante des magmas granitiques et dioritiques, les magmas basiques se mettant en place dans un encaissant encore déformable plastiquement et pouvant aller localement jusqu'à le recouper en développant une bordure figée à son contact.

Dans les septums dioritiques de la Liscia, aux confins des feuilles Vico et Sarrola, la texture de la roche est grenue et caractérisée par la présence d'amphibole verte (hornblende magnésienne) en sections automorphes. Le

plagioclase est zoné et montre des cœurs calciques séricitisés, automorphes autour desquels a crû une génération peu zonée qui moule les amphiboles de première génération. Le clinopyroxène (diopside-salite) est en sections automorphes et coexiste avec l'amphibole verte. Le feldspath potassique, très peu abondant, est pœcilitique et le quartz rare. Les apatites revêtent un habitus en baguettes (rapport d'allongement supérieur à 1:20) qui témoigne d'un refroidissement très rapide du magma basique.

Ces corps de gabbro-diorites appartiennent au même ensemble d'intrusions basiques tholéitiques que celles du complexe d'Ota qui sera discuté plus loin.

γ^{3CA} . **Monzogranites à biotite.** Ce sont des roches à grain moyen, dont la teinte rosée est due à la coloration du feldspath potassique. Dans quelques secteurs (Cerasa) le feldspath potassique peut revêtir un aspect subautomorphe. La composition d'ensemble est assez homogène au microscope. Le plagioclase montre un zonage faible An 16-2, la biotite présente une composition ferrifère caractéristique des granitoïdes U2 ($0,70 < X_{Fe} < 0,75$).

Ces monzogranites forment les massifs de Lopigna, Muricce et se prolongent vers le Sud (feuille Sarrola-Carcopino) vers Tiuccia. Dans le secteur de Cerasa, les monzogranites sont en panneaux (roof pendants) au toit du massif de leucomonzogranite de Coggia ; ils sont associés à des stocks hectométriques de roches basiques gabbro-dioritiques comagmatiques. On retrouve cette association de monzogranites et de roches basiques vers le Sud, sur la feuille Sarrola-Carcopino, vers Tiuccia, la Liscia et Sarrola.

Unités intrusives du groupe des leucomonzogranites

Leucomonzogranites et « granites subsolvus » à biotite.

Des granites subsolvus alumineux à biotite ferrifère ont été définis (Bonin, 1972) comme appartenant à l'association alcaline de Corse. La genèse de ces granites subsolvus aurait résultée de la refusion de granites hypersolvus « secs » dans des conditions hypersolidus sous l'effet d'eaux météoriques contenues dans l'encaissant (Martin et Bonin, 1976). Dès lors s'est posé le problème de la distinction entre les « granites subsolvus à biotite » sus-définis et les leucomonzogranites calco-alcalins U2.

Certains auteurs (Rossi, 1986 ; Vézat, 1987 ; Rouire *et al.*, 1992 ; Cocherie *et al.*, 2005 ; Orsini *et al.*, feuille Sotta-Bonifacio, 2010) arguant de leur similitude -voire de leur identité- macroscopique, minéralogique, géochimique et chronologique ont considéré que les « granites subsolvus à biotite » et les leucomonzogranites U2 ne forment qu'un seul et même ensemble.

La comparaison des données isotopiques ainsi que des éléments majeurs et en traces des « granites subsolvus alumineux », à partir de l'exemple du massif de

Tana (Poitrasson *et al.*, 1994) et de celle des leucomonzogranites (Cocherie *et al.*, 1992), indique leur parfaite concordance de composition confirmant ainsi qu'il n'y a pas lieu d'établir de distinction majeure ni donc de différence d'appellation au sein de l'ensemble des massifs de granites leucocrates (Cocherie *et al.*, 2005). Les données géochronologiques (Cocherie *et al.*, 2005) indiquent en outre que le granite identifié comme « subsolvus » (Bonin, 1977) de Punta Carbone (feuille Zicavo) daté à $291,2 \pm 2,6$ Ma a le même âge que le « leucomonzogranite » de Coti (feuille Ajaccio) daté à $291,7 \pm 4,5$ Ma.

$^{87}\text{Rb}/^{87}\text{Sr}$. **Leucomonzogranites à biotite et aplo-pegmatites.** Les leucomonzogranites à biotite constituent des intrusions en lames à faible pendage (Capu di Verghju au Nord-Ouest de la feuille) ou en dômes (massifs de la Sposata au Sud-Est de Vico, de Picchiaronaccia à l'Ouest de Vico, du Monte Ravu au Sud-Ouest de Piana, de Capu Ricciu-Monte Rotondo au Nord-Ouest de Cargèse). Ils se caractérisent par leur faible altérabilité et déterminent des reliefs souvent dénudés en aiguilles, falaises ou dômes.

Au contact du socle prébatolithique, les leucomonzogranites développent souvent une bordure fine ou figée ; dans le massif de la Sposata, on peut ainsi observer à Cherchigliani une bordure fine d'aplite à grenat du leucomonzogranite contre les gneiss de Mercolaccia et, au Sud-Est de la Punta Ricinosa, une bordure figée du leucomonzogranite contre des panneaux de gneiss du sommet.

La teinte de la roche est toujours très claire et varie du blanc laiteux (Capu di Verghju) au rose (massif de la Sposata). La roche présente un aspect homogène, la texture est équante. Localement se développent des cavités miarolitiques avec développement de quartz, feldspaths et chlorite mais jamais (ou très exceptionnellement) de fluorite. Le quartz est grisâtre et le feldspath potassique blanc (Capu di Verghju), rosé (Murzo), parfois rosé à rouge (Sposata), en particulier dans les zones de circulation de fluides hydrothermaux. Le plagioclase est blanc, avec localement un cœur verdâtre dans les zones qui ont subi une rétro-morphose à proximité d'accidents alpins. La biotite est en fines lamelles disséminées dans la roche.

Au microscope, le quartz est en sections automorphes à subautomorphes et renferme de nombreuses inclusions disposées en files qui s'entrecroisent ; son extinction est roulante. Le plagioclase, en sections automorphes à subautomorphes, montre une zonation plus ou moins nette avec un cœur An 12-15, généralement très altéré et une bordure An 08. Le feldspath potassique souvent perthitique (perthites tigrées) forme de grandes plages moulant les autres minéraux. Il y a un développement important d'albite très pure, contenant souvent de nombreuses inclusions orientées de quartz. Cette albite à faciès « en échiquier » remplace manifestement la phase albitique des perthites des feldspaths potassiques. Elle apparaît soit en cristaux entre les perthites ou à

l'intérieur de celles-ci, soit en liserés entourant les plagioclases au contact des perthites.

La biotite est très fréquemment chloritisée, en particulier à proximité des accidents. Lorsqu'elle est fraîche ($X_{Fe} \sim 0,76$, sommet de la Sposata), elle montre un pléochroïsme marqué, d'un brun-jaune pâle à un brun presque noir. Les opaques (magnétite principalement) sont en grains isolés ou associés à la biotite. La muscovite (toujours inférieure à 2 %), le plus souvent en sections squelettiques, revêt des habitus différents : en petits cristaux primaires (?) inclus dans le quartz, en lamelles interstratifiées dans la biotite, en plages disséminées dans la roche ou en cristaux squelettiques dans les feldspaths. Parmi les accessoires, le zircon n'est pas très abondant, l'allanite est en cristaux automorphes souvent zonés, l'épidote est en grains isolés ou parfois en association zonaire avec l'allanite, l'apatite est en petits prismes inclus dans la biotite et les opaques.

La mise en place des intrusions les plus récentes du batholite (leucomonzogranites U2 ; intrusions U3 et complexes basiques tholéitiques) se déroule de façon concomitante dans un créneau d'une dizaine de millions d'années. Ainsi, l'observation de la postériorité par recoupement d'une intrusion U2 par une autre U3 ne peut avoir de valeur générale pour conférer au groupe U3 un caractère tardif par rapport au groupe U2 (fig. 15).

Albitites (épi-syéénites)

Ce sont des roches massives, de teinte très claire, localement à gros cristaux et à vacuoles. Le quartz y est peu abondant à absent, elles sont essentiellement composées d'albite. Elles résultent de la transformation métasomatique des granitoïdes encaissants.

Au Sud du mont Tritorre, affleurent des albitites, localement à grenat, décrites par J.-P. Quin (1968) comme des « syéénites à pyrénéite ». Les grenats de type « pyrénéite » sont des grenats de composition $\frac{3}{4}$ andradite, $\frac{1}{4}$ grossulaire et qui présentent une biréfringence anormale en lumière polarisée. Ils sont disposés en cristaux automorphes, emboîtés, ou en guirlandes.

Ces albitites ne constituent pas le matériel du massif lui-même -en forme de pain de sucre-, comme proposé par cet auteur, mais se rencontrent seulement en corps dont la géométrie n'a pas été détaillée mais qui gisent vraisemblablement au sein de filons d'extension déca- à hectométrique.

Formations volcaniques

Elles affleurent en majorité dans le Nord-Ouest de la Corse dans le Massif du Cinto et au NNW dans celui des Agriates. On retrouve

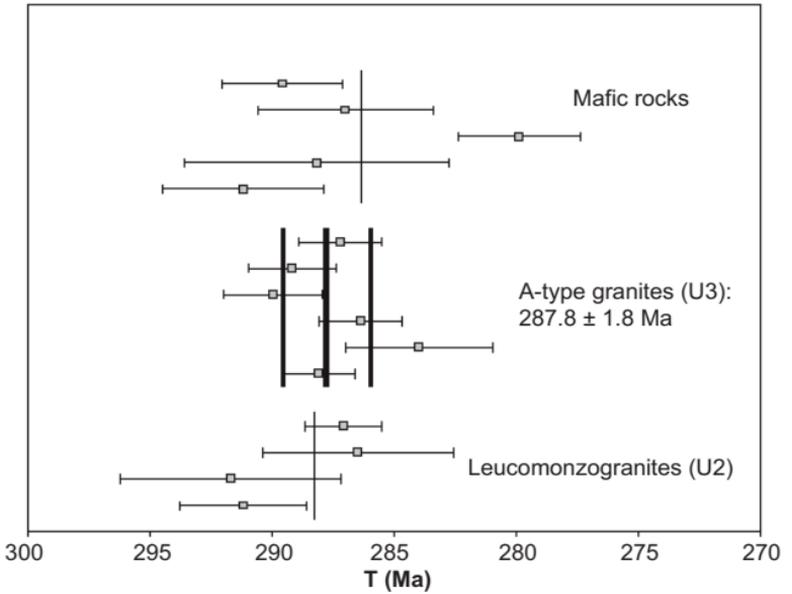


Fig. 15 - Relations géochronologiques entre les intrusions de leucomonzogranites U2, de granites U3 et des complexes basiques au sein du batholite corse

néanmoins un liseré de formations volcaniques et volcano-sédimentaires à la marge orientale du batholite dans la zone de contact avec les formations alpines.

Le dernier travail synthétique d'ensemble sur les formations volcaniques hercyniennes est celui de P.-J. Vellutini (1977) qui a considéré que deux grands cycles (tardifs par rapport à la mise en place du batholite) peuvent être distingués au sein de ces formations : un premier cycle calco-alcalin et un second cycle alcalin, ce dernier constituant le remplissage de la caldera du Monte Cinto. Il y a lieu de nuancer ces distinctions : des relations chronologique et génétique entre les complexes basiques et le volcanisme andésitique d'une part (Rossi *et al.*, 1992), et les monzogranites leucocrates et les nappes ignimbritiques rhyolitiques calco-alcalines d'autre part (Rossi *et al.*, 1993) ont été mises en évidence. La césure entre 1^{er} et 2^e cycle n'interviendrait pas entre U2 et U3 mais au sein de U2 vers 295 Ma, époque de mise en place des corps de leucomonzogranites dont les équivalents volcaniques ressortent clairement du deuxième cycle.

Le volcanisme acide

Au Nord-Ouest de la Corse, dans le massif du Tenda, la mise en évidence, au Permien inférieur, de l'intrusion d'une granodiorite dans une série volcano-sédimentaire dacitique et de leucomonzogranites qui recourent granodiorite et série volcano-sédimentaire dacitique, indique que ces granites calco-alcalins se sont mis en place dans des conditions subvolcaniques. La datation, par évaporation directe du plomb sur monozircon avait fourni, dans les Agriates, des âges (recalculés ici à 2 σ) de 291 ± 2 Ma pour des rhyodacites de la partie supérieure de la série volcano-sédimentaire et de 302 ± 5 Ma pour des granodiorites considérées comme congénères (Rossi *et al.*, 1993). Ce même couple plutonite-volcanite a été redaté, sur zircon par la méthode U-Pb, à l'aide de la microsonde ionique (SHRIMP) à 293 ± 3 Ma pour le monzogranite/protogine de Casta (518993/UTM 4723132) et à $292,5 \pm 2,2$ Ma (à paraître) pour les rhyodacites de Bocca a u Vezzo dans les Agriates (feuille Santo Pietro di Tenda).

Leurs relations structurales, leur identité de composition et d'âge de mise en place indiquent que volcanisme rhyodacitique et plutonisme monzogranodioritique correspondent à l'expression de magmas de même composition. Les leucomonzogranites sont intrusifs à la fois dans les plutons monzogranitiques qui les précèdent immédiatement et dans les éjectats volcaniques de ces derniers.

Dans les Alpes ligures (Italie du Nord), un volcanisme comparable a été décrit (Cortesogno *et al.*, 1988) et été daté entre $285,6 \pm 2,6$ Ma et $272,7 \pm 2,2$ Ma (Dallagiovanna *et al.*, 2009).

α^1 . Tufs andésitiques (type Osani) : coulées, tufs, niveaux charbonneux. Ces formations affleurent largement dans la région d'Osani et de Tuarelli (feuille Galeria adjacente au Nord de la feuille Vico) où elles surmontent les niveaux grés-conglomératiques charbonneux du Carbonifère supérieur. Sur la présente coupure, on les rencontre sur la piste qui mène de Serriera, vers le Nord, à la forêt de l'Onca. Elles n'ont pas été cartographiées en détail en raison des mauvaises conditions d'affleurement ; des niveaux charbonneux affleurent sur le sentier de Serriera à Chiuni, au Sud du col de Melza (immédiatement au Nord de la feuille Vico, sur la feuille Galeria-Osani) et ont été recoupsés lors de travaux pour des captages d'eau.

La base de la formation carbonifère (conglomérats, grès et charbons) s'est déposée après une puissante érosion subaérienne. En effet, les terrains houillers reposent, à Osani, sur le socle panafricain polydéformé en faciès schiste-vert, par l'intermédiaire d'un conglomérat qui, outre du quartz et des quartzites, remanie des granites et des microgranites calco-alkalins, ainsi que des cornéennes à Mausoleo. Ces assises sont surmontées, en apparente continuité à Osani, par des pyroclastites andésitiques et, à Mausoleo, par des ignimbrites ; les unes et les autres appartenant au volcanisme calco-alkalin.

Dans les niveaux à charbons, des empreintes de troncs de Sigillaires, de lepidodendron, des frondes de Sphenopteris et Neuropteris ont été décrits par E. Nentien (1897). Selon Hollande (1917), il s'agirait de Westphalien supérieur Stéphanien inférieur à *Neuropteris tenuifolia*, *Sphenopteris*, *Sigillaria tessellata*.

Deux datations (Rossi *et al.*, soumis) ont été réalisées sur des échantillons d'andésite et de tufs andésitiques, à Bocca a Croce (Osani, feuille Galeria-Osani), surmontant les niveaux à charbons : RC 02, tuf andésitique à 400 m de Bocca a Croce sur la route de Senino (50 m à l'Ouest du forage) et RC 023, andésite, route de Bocca a Croce vers la mer (1^{er} virage en épingle) 42°19'20,6/8°37'22,2.

L'analyse géochronologique par la méthode U-Pb à la microsonde ionique (SHRIMP) de zircons de ces échantillons a fourni les résultats suivants (à paraître) :

- RC 02 : un grain à 309 ± 9 Ma et de nombreux grains provenant d'héritages panafricain, ordovicien et de granites Mg-K à 349 ± 9 Ma et 333 ± 5 Ma ; tous bien représentés dans le substratum sous-jacent aux formations carbonifères ;
- RC 23 : cet échantillon a fourni un âge de 308 ± 3 Ma, identique à celui mesuré sur un zircon de RC 22, c'est-à-dire Moscovien selon l'échelle de Gradstein (2008) ce qui correspond au Westphalien supérieur ; ces âges sont en accord l'âge stratigraphique Westphalien supérieur-Stéphanien inférieur proposé jusqu'ici (Vellutini, 1973) pour la base de la série carbonifère.

D'autres assises détritiques à traces de houille sont connues au Sud-Ouest de Belgodere (Mausoleo). Il s'agit de conglomérats, de grès grossiers, de pélites micacées, d'arkoses et de tuffites. A. Mausoleo, des récoltes (Vellutini, 1977) de *Pecopteris feminaeformis*, *P. plumosa dentata*, *Sigillariophyllum*, *Calamites*, indiqueraient selon Ch. Greber (*in* Vellutini, *op. cit.*) le Stéphanien terminal.

Sur la base de déterminations paléontologiques de paléoflores [Cordaites] (Vellutini, 1977), provenant de niveaux intercalés avec les tufs andésitiques, un âge autunien a été proposé pour des niveaux andésitiques, ce qui conduirait à estimer à une dizaine de Ma la durée de l'épisode volcanique andésitique.

Du point de vue chimique, ces laves contenant 56 à 60 % de silice sont des andésites au sens large, souvent enrichies en K_2O pauvres en TiO_2 . D'après B. Cabanis *et al.* (1989), le rapport Th/Ta de ces andésites (5,2 à 9,1) est élevé mais il demeure toutefois inférieur à celui des andésites calco-alcalines des zones de subduction. Ce rapport est proche des valeurs moyennes de la croûte continentale.

Ces andésites ont des compositions chimiques proches des andésites calco-alcalines actuelles. Les phénocristaux, qui forment environ 35 % du volume de la roche, sont : plagioclase (An 60-30), augite et orthopyroxène. La composante basique de composition andésitique d'un filon qui recoupe l'intrusion de Capu au Cavallu au Sud-Est de Calvi, a été datée à $304,0 \pm 2,0$ Ma (Paquette *et al.*, 1996). Les filons de cette composition ont été considérés par F. Fumey-Humbert *et al.* (1986) comme pouvant représenter des conduits d'alimentation de ce volcanisme. Les âges obtenus sur les volcanites andésitiques et le filon sont compatibles avec cette hypothèse.

pv. Rhyolites ignimbritiques : série rhyolitique « verte » à faciès ignimbritique (*description tirée de la notice explicative de la carte géologique de Galeria*). Le domaine d'extension des rhyolites ignimbritiques est restreint au Nord de la feuille dans la région située au Nord du col de Vergiolo et à l'Est de Serriera, mais il s'étend largement sur la bordure orientale du batholite et dans les Agriates (où des rhyodacites ont été datées à $292,5 \pm 2,2$ Ma) ainsi qu'à la périphérie de la caldera du Monte Cinto. Elles se trouvent entre les failles bordant l'effondrement du bloc central les filons annulaires granitiques ou microgranitiques ; elles n'ont d'ailleurs été conservées que grâce à ces effondrements (Vellutini, 1977). Le contact avec le granite rouge de Porto est marqué par un accident cassant vertical qui a déterminé des zones de cataclase souvent injectées de quartz.

Les rhyolites (à rhyodacites) sont de couleur foncée à pâte vitreuse à structure pseudo-fluidale et tufs pyroclastiques.

La série rhyolitique verte est constituée par un très grand nombre de formations volcaniques correspondant à des dynamismes éruptifs variés. Les formations qui la constituent peuvent être subdivisées en deux grands groupes : les projections pyroclastiques et les coulées ignimbritiques. Sur la partie nord de la feuille Vico n'affleurent que les faciès ignimbritiques. Le pendage de la série est de l'ordre de 30° à 40° vers le Nord-Ouest et sa puissance maximum a été estimée de l'ordre de 750 m avec une diminution marquée vers l'Ouest ; au voisinage de l'accident au Sud, le pendage est très redressé, voire vertical (Van Tellingen, 1955).

Les tufs rhyolitiques de cette série ignimbritique, de couleur verte en général, peuvent localement devenir violacés, rouge-brun et même noirs. La pâte a une structure vitroclastique fluidale, elle est formée de particules dévitrifiées d'une taille de l'ordre de 10 µm, certains morceaux de verre pouvant atteindre quelques centimètres. Parmi les phénocristaux, le quartz est souvent à golfes de corrosion et en cristaux éclatés ; le feldspath potassique, perthitique, subautomorphe atteint quelques millimètres ; le plagioclase est moins fréquent et en cristaux moins fracturés. La biotite est en petites paillettes et souvent chloritisée, la roche contient également de l'apatite, du zircon, de la titanite, de la pyrite de la magnétite primaire, l'hématite, finement disséminée dans toute la roche, est toutefois l'opaque le plus abondant. Les enclaves homogènes vitreuses ou microcristallines sont fréquentes. On rencontre aussi de fines enclaves anguleuses de rhyolite et de schistes.

Un échantillon de rhyolite de la série verte, prélevé près du pont de Calancone (feuille Galeria) a été daté par la méthode U-Pb sur zircon (SHRIMP) à 284 ± 4 Ma. Des zircons hérités ont fourni un âge de 339 ± 8 Ma, ce qui permet de tracer en profondeur la présence d'un socle de granitoïdes U1 Mg-K duquel proviennent les zircons.

ip. Rhyolites ignimbritiques : série ignimbritique « violette » type Eltru (description tirée de la notice explicative de la carte géologique de Galeria). Cette série postdate la série ignimbritique verte, sa puissance apparente atteint par endroits 1 000 m. Cette épaisseur résulte en fait de nombreux décalages tectoniques verticaux. La lave, souvent bréchiq, est très compacte, de couleur violet-noir, à flammes roses. La teneur en phénocristaux est faible. À l'œil nu, on distingue des feldspaths (1 à 2 mm) et du quartz.

Parmi les nombreuses enclaves de nature variée que contient la roche, certaines, microgrenues, roses, sont extrêmement abondantes et se retrouvent à tous les niveaux. Spécifiques de cette série, elles constituent un excellent critère de reconnaissance. La structure est vitroclastique, les phénocristaux (10 % de la roche) sont surtout constitués de plagioclase ; le quartz, les feldspaths potassiques et la biotite ne forment que 2 à 4 % de la lave. Les accessoires : zircon, apatite et magnétite sont également présents.

Du point de vue chimique, c'est la série la plus siliceuse et la moins calcique de toutes les rhyolites calco-alcalines, une tendance alcaline y apparaît nettement.

L'étude géochronologique menée par la méthode U-Pb sur zircons (SHRIMP) a mis en évidence que la majorité de la population est héritée, l'âge moyen de cet héritage est de 342 ± 4 Ma (à paraître) ce qui permet de tracer en profondeur la présence d'un socle de granitoïdes U1 Mg-K duquel proviennent les zircons. Un âge autour de 290 Ma a été mesuré sur un seul des zircons de la population. Cet âge est cohérent avec celui de la série verte à 284 ± 4 Ma mais ne peut être utilisé pour dater avec précision la série violette.

Magmatisme stéphanien supérieur-permien inférieur Associations magmatiques volcano-plutoniques métalumineuse et alcaline U3, magmatisme tholéitique

Au sein des intrusions alcalines, que l'on peut rapporter au type « A » (Loiselle et Wones, 1979) sur la base de critères minéralogiques et géochimiques qui seront examinés plus loin, les auteurs (Quin, 1976 ; Bonin, 1980 ; Vellutini, 1977) ont distingué deux séquences :

- une séquence hypoalumineuse représentée par les granites hypersolvus (feldspath potassique mésoperthitique, quartz) à amphibole bleue ainsi que des granites albitiques à amphibole bleue et aegyrine bien exposés dans le complexe d'Evisa (Bonin *et al.*, 1978) ;
- une séquence métalumineuse représentée par des granites hypersolvus renfermant tout ou partie de la paragenèse : fayalite-hédenbergite -amphibole ferrière- biotite ferrière dans les massifs de Tolla, Bavella (Quin, 1969 ; Bonin, 1973), Calasima (Vellutini, 1977) et Popolasca (Rossi *et al.*, 1993).

Les âges de mise en place de ces massifs ont été estimés autour de 290 Ma, à partir du système U-Pb du zircon, par différentes méthodes, sur des massifs distincts. Les résultats obtenus sont consignés dans le tableau 1 ci-après (Cocherie *et al.*, 2005).

Complexe composite de Porto

Les granites rouges des célèbres calanches de Piana ont été individualisés et cartographiés, dès 1908, par J. Deprat (« granulites alcalines à biotite ») sur la carte Vico à 1/80 000, qui soulignait ainsi leur caractère tardif. Le granite blanc d'Ota ne faisait toutefois l'objet d'aucune distinction par rapport aux autres granites de la feuille. L'étude de W. Van Tellinghen (1955) ne décrit le granite rouge que comme une simple variété du granite calco-alcalin, avec un passage entre les deux types.

Analyse/zircon	Tolla	Cinque Frati	Bavella	Popolasca	Evisa
Évaporation du Pb	292,4 ± 5,1 Ma	291,8 ± 2,7 Ma	292,5 ± 2,1 Ma	291,3 ± 6,7 Ma	-
SHRIMP (U-Pb)	288,1 ± 1,5 Ma	284,8 ± 2,3 Ma	284,0 ± 3,0 Ma	290,0 ± 2,0 Ma	287,2 ± 1,7 Ma
Dissolution (U-Pb)	282,9 ± 1,1 Ma	286,4 ± 1,8 Ma	289,6 + 8,7/-4,2	291,8 + 13,0/-5,3	-
Âge moyen	284,9 ± 8,4 Ma	287,1 ± 7,8 Ma	290 ± 12 Ma	290,1 ± 1,9 Ma	287,2 ± 1,7 Ma

Tab. 1 - Résultats des analyses géochronologiques obtenues (par 3 méthodes U-Pb différentes) sur les zircons de roches de 5 complexes U3 de Corse

Le terme de « complexe de Porto » (Vellutini 1977) s'applique à un ensemble où, du point de vue pétrographique et structural, on peut reconnaître deux unités principales mises en place sous formes de coupoles : un granite rouge de bordure et un ensemble gabbro-granite blanc interne.

Ce complexe occupe une surface d'environ 80 km². Il est intrusif dans les formations calco-alcalines U1 et U2. Il est limité au Nord par un contact subrectiligne, correspondant à une zone de failles, qui s'étend de la plage de Bussaglia jusqu'au col de Verghjolu vers l'Est, tandis qu'il est recoupé sur sa partie nord-est par les granites hyperalcalins d'Evisa.

L'ensemble central interne gabbro-granitique d'Ota est antérieur au granite rouge, il est en effet recoupé par des filons issus de ce dernier. L'enveloppe des affleurements de gabbro est localisé sous la courbe d'altitude 600 m (Van Tellingén, 1955) et apparaît donc « en fenêtre » à la faveur de l'entaille de la vallée du Porto (*cf.* coupe générale). On note assez systématiquement la fréquence d'injections subhorizontales ou à faible pendage de granite dans les gabbros (et réciproquement). Les bordures figées qui peuvent être observées dans le granite blanc, en particulier au pont de Sorbellu sur la RF n° 9 ainsi que dans le village de Porto même (à proximité de l'embranchement qui mène à la marine), marquent très vraisemblablement les anciens contacts de cette coupole avec le socle encaissant, avant la mise en place de l'unité de granite rouge externe.

Dans l'espace, les gabbros et les granites qui sont intimement mélangés d'une part, et les granites blancs d'autre part, pourraient se disposer sous la forme de cloches emboîtées, mises en place à la faveur d'effondrements successifs de type « cauldron subsidence » (Vellutini, 1977) ; la géométrie de l'ensemble indiquant plutôt une alimentation à partir de l'Est.

La seconde coupole, uniquement constituée par le granite rouge, s'est mise en place dans un décollement au toit de l'ensemble gabbro-granite d'Ota. Le pendage des bordures figées internes, au sein de l'intrusion de granite rouge qui est vertical en bordure, devient faible vers le centre de la structure. Le stade d'érosion actuel permet donc d'observer le complexe selon une coupe qui est située au niveau de l'inflexion entre les dykes d'alimentation subverticaux et le toit subhorizontal de la coupole.

Not. Granite à biotite d'Ota et roches intermédiaires. Dans la partie centrale du complexe de Porto, les roches non gabbroïques sont de nature majoritairement granitique. Toutefois, on constate également la présence de roches de composition intermédiaire entre granite et gabbro : monzogranite, granodiorite, diorite ± quartzique (van Tellingén, 1955 ; Platevoet et Bonin, 1981 ; Platevoet 1983). Ces roches, à texture le plus souvent microgrenue porphyrique à subdoléritique, n'ont pas été distinguées cartographiquement, leur

domaine de répartition demeurant cantonné au voisinage immédiat des interfaces gabbro-granite.

Plusieurs types de relations entre gabbro et granite peuvent être décrits en fonction des viscosités réciproques des matériaux lors de leur mise en contact (Platevoet *et al.*, 1988). En dehors des stocks hectométriques homogènes, le gabbro peut se présenter en masses métriques ellipsoïdales, à bordure fine et lobée, noyées dans le granite dont les diaclases épousent la forme des masses basiques. Le granite se présente en injections sinueuses puis rectilignes dans le gabbro. Lorsque le matériel basique est plus abondant, le granite forme un réseau très serré autour des enclaves basiques décimétriques, leurs bordures sont lobées et les enclaves souvent refragmentées en éléments anguleux à peine disjoints. Des pegmatites granitiques associées aux granites sont localisées dans les zones d'association acide-basique et abondent particulièrement lorsque le granite se trouve en position structurale inférieure par rapport au gabbro.

Les roches de composition intermédiaire ont des épaisseurs comprises entre quelques centimètres et quelques dizaines de mètres. Leur répartition est discontinue et elles n'occupent pas systématiquement une position médiane entre granite et gabbro auxquels elles sont toujours associées. Les contacts avec les compositions extrêmes acides et basiques sont bien marqués dans la plupart des cas. On peut observer sur quelques centimètres une transition progressive granite-granodiorite au contact des roches basiques. Ce passage progressif semble systématique entre gabbro et diorite quartzique, en particulier près d'Ota où les diorites se situent en position structurale supérieure par rapport aux roches acides.

Ces diorites quartziques contiennent des enclaves gabbroïques à grain très fin assimilables à des bordures figées. Le granite peut dissocier tous ces faciès en masses lobées ; le gabbro peut lui-même les injecter sous forme de lames décimétriques avec bordures lobées et à grain fin. Des granodiorites (à granites) à amphibole se trouvent au contact entre les roches basiques et le granite blanc à biotite, elles renferment des enclaves basiques et des « clots » riches en amphibole et biotite. Ces textures révèlent que le magma basique s'est fractionné dans le magma acide, ce qui a conduit à la formation de faciès hybrides de granodiorite à amphibole. Le volume des roches intermédiaires par rapport au gabbro et au granite a été estimé à 2 % dans la zone d'association acide-basique.

Le granite « blanc » d'Ota est une roche leucocrate subsolvus (= à deux feldspaths démixés) à grain moyen de 2 à 5 mm. Sa composition (Van Tellinggen, 1955) est quartz : 24-29 % ; feldspath potassique : 37-50 % ; plagioclase : 18-33 % et biotite : 2-4 %. Les feldspaths potassiques, de couleur rosée, peuvent cependant atteindre jusqu'à 3 cm. Les minéraux n'ont généralement pas de formes propres à l'exception du quartz. Le feldspath potassique est toujours

perthitique et tigré en veines larges. Le plagioclase, en moyenne An 14 à large bordure albitique, présente souvent la macle de l'échiquier ; mais certains individus ont un cœur souvent séricitisé de composition An 30-15. Le quartz est le plus souvent intersticiel mais aussi en associations granophyrique ou myrméktyique. La biotite ($0,58 < X_{Fe} < 0,64$) a une taille d'environ 1 mm et montre une nette tendance à se rassembler en agrégats. Elle renferme en inclusions des accessoires : zircon, magnétite, titanite et leucoxène. L'amphibole hastingsitique verte est en petits cristaux, beaucoup moins abondants que ceux de biotite, l'allanite est rare. La morphologie des zircons est comparable à celle des leucomonzogranites et des granites U3 (fig. 16).

L'organisation structurale n'est pas facilement identifiable sauf dans les secteurs de mélanges gabbro-granite où la présence de marqueurs permet de mettre en évidence la présence d'une organisation planaire (Pont d'Ota).

Les granitoïdes ont une composition allant de métalumineux à légèrement peralumineux avec un rapport $Al_2O_3/(CaO + Na_2O + K_2O)$ variant de 0,8 pour les granodiorites à 1,1 pour le granite à biotite ; la teneur en SiO_2 , en particulier, varie progressivement depuis les granodiorites au granite à amphibole et au granite à biotite et est corrélée négativement avec $Mg\#$, Al_2O_3 , CaO et TiO_2 (Renna *et al.*, 2006). Les valeurs de ϵ_{Nd} initial pour le granite blanc d'Ota vont de -0,3 to +0,6 (Poitrasson *et al.*, 1995). Les roches de composition granodioritique (Renna *et al.*, 2007) ont des valeurs de ϵ_{Nd} initial comprises entre +1,7 et +1,0.

Âge du massif

Un âge Rb-Sr par isochrone sur sur roche totale a été obtenu à 274 ± 4 Ma $Sr_i = 0,70428 \pm 0,00020$ sur 8 points (van Tellingen *et al.*, 1988). La présence de mélanges acide-basique, ainsi que de faciès de mélanges, dans l'intrusion de granite blanc incite à penser que l'homogénéisation isotopique du Sr n'y est pas réalisée et que des hétérogénéités locales peuvent persister. En conséquence, malgré la valeur du MSWD = 4, cet âge ne peut pas être considéré comme reflétant la mise en place du massif.

L'âge de mise en place du granite blanc a été mesuré par la méthode ^{39}Ar - ^{40}Ar sur biotite : 282 ± 10 Ma (Maluski, 1977), et K-Ar sur biotite : 276 ± 4 Ma et 285 ± 5 Ma (van Tellingen *et al.*, 1996), ces âges sont cohérents -aux incertitudes de mesure près- avec les contraintes de terrain qui révèlent l'antériorité du complexe de Porto par rapport à celui d'Evisa, daté par U-Pb sur zircon à $287,2 \pm 1,7$ Ma.

Complexes mafiques tholéitiques

En Corse, le magmatisme basique tholéitique (fig. 17) se manifeste, en fonction du niveau du niveau de migration des magmas dans la croûte, par la

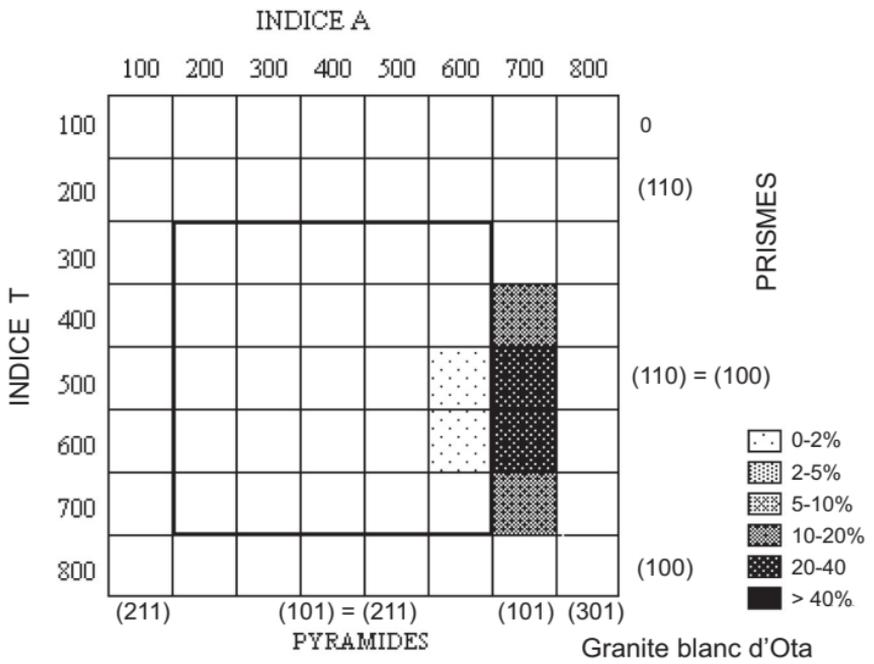


Fig.16 - Typologie des zircons du granite blanc d'Ota

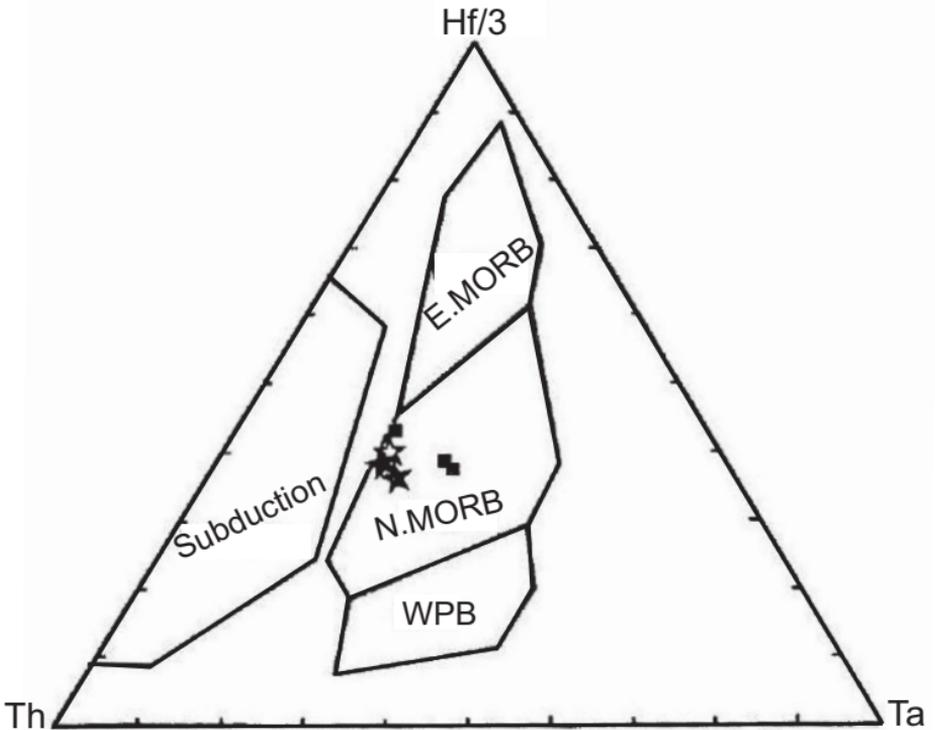


Fig. 17 - Diagramme Th-Hf-Ta indiquant les différents champs de compositions selon Wood *et al.*, (1979). Les échantillons les moins contaminés des roches basiques de Corse se placent dans le champ de composition des MORB enrichis (gabbro-norites, étoile ; dykes doléritiques, étoiles noires ; roches basaltiques, carrés)

mise en place de complexes basiques stratifiés, de filons ou de volcanites. Deux tendances d'évolution y ont été distinguées, une première sous-série, dite « peu hydratée », présente un fort enrichissement en Fe symptomatique des séries tholéitiques avec une association : wehrlite, troctolite, anorthosite, gabbro-norite, diorite à olivine. La seconde sous-série, caractérisée par la présence voire la constance de l'amphibole, a été qualifiée de subsérie « hydratée ».

La mise en place des principaux complexes mafiques, qui postdate celle de la majorité des granites U2 intervient autour de 290-280 Ma : Pila-Canale (279,2 ± 0,6 Ma, U-Pb, Paquette *et al.*, 2003), Monte Peloso (274 ± 8 Ma EPZ ; Rossi *et al.*, 1993 et 263 ± 22 Ma, Nd-Sm, Poitrasson *et al.*, 1994), Levie (285,2 ± 0,6 Ma, U-Pb, Paquette *et al.*, 2003), Tenda (288 ± 2 Ma (SHRIMP, Cocherie *et al.*, 2006) et Olivaccio (288 ± 2 Ma, SHRIMP, unpub.). Le gabbro d'Ota a été daté par U-Pb sur zircon (LA-ICP-MS) à 278 ± 5 Ma (Tiepolo *et al.*, 2003), cet âge n'est toutefois pas cohérent avec celui déterminé pour le granite d'Evisa, daté à 287,2 ± 1,7 Ma, et dont les observations de terrain indiquent qu'il recoupe le granite rouge du complexe de Porto lui même (réputé) postérieur au granite blanc comagmatique avec les gabbros.

Dans le complexe de Porto, les gabbros sont comagmatiques avec les granites blancs du centre de la coupole, l'ensemble est recoupé par les granites rouges. Une association gabbro-granite, bien visible sur le flanc de la falaise à partir de la mer, se retrouve à nouveau au Capu Rossu sous forme d'un « net-veined-complex ». Les gabbros sont associés là à un granite hypersolvus à arfvedsonite.

θη Gabbro-diorites d'Ota et de Capu Rossu. Ce sont des roches très sombres, gris verdâtre foncé, le plus souvent à grain moyen, qui se présentent le plus souvent en enclaves ou en amas, de quelques centimètres à quelques centaines de mètres, sous forme de mélanges avec le granite blanc d'Ota. Vers le pont de Saltu, la dissociation du matériel basique au sein du granite blanc est spectaculaire, l'association d'un lacis anastomosé de filons de granite et de matériel basique illustre le dispositif connu sous le nom de « net-veined-complex ». La plus grande masse de gabbro homogène sans trace de mélanges granitiques visibles, sur quelques 400 m, semble être celle située près de la fontaine de Cario.

La texture des gabbros, en dehors des contacts avec les granites, est le plus généralement doléritique. L'analyse microscopique (Platevoet, 1990) montre que le plagioclase, tabulaire, a un cœur An 65 et une couronne An 25-20. L'olivine, Fo 71 à 62, est automorphe et incluse dans le plagioclase et le clinopyroxène. Ce dernier, de composition intermédiaire entre salite et augite magnésienne, est ophitique, sa cristallisation est postérieure à celle des cœurs de plagioclase et sa bordure est riche en inclusions de minéraux opaques. L'amphibole brune à verte est tardive et remplace partiellement le clinopyroxène, sa composition varie de celle de Mg-Ti-hastingsite à hornblende

et hornblende actinolitique. La biotite, brun-rouge, est peu abondante, son apparition est postérieure à celle de l'amphibole. Les opaques sont en grandes lamelles (surtout d'ilménite) qui apparaissent postérieurement aux cœurs des plagioclases et des clinopyroxènes ; ilménite et magnétite ont subi des rééquilibrations subsolidus, elles sont en outre respectivement déstabilisées en titanite + rutile et en hématite + hydroxydes.

Une étude détaillée de l'association acide-basique (Renna *et al.*, 2006) a montré que les magmas basiques d'Ota ont évolué par cristallisation fractionnée et par assimilation de magma acide. La contamination du magma basique est notamment bien enregistrée par les variations des concentrations en U et Th des clinopyroxènes des roches basiques. Toute la séquence de roches basiques a été affectée par une contamination par les magmas acides.

La projection, dans une représentation AFM, des compositions des roches caractéristiques du complexe dessine une tendance à un fort enrichissement en fer caractéristique de compositions tholéitiques, la distribution des éléments en traces indique une composition de type basalte de MORB enrichi (Renna *et al.*, 2006). Les roches composant le complexe appartiennent en majorité à la sous-série « peu hydratée » (Rossi, 1986) caractérisée par la précocité d'un plagioclase moyennement calcique au liquidus, l'abondance du clinopyroxène, l'omniprésence de l'orthopyroxène et la rareté de l'amphibole. Dans ce type de sous-série, l'olivine est stable jusque dans des termes de composition dioritique (jusqu'à Fo 45).

La composition isotopique en Nd du complexe basique d'Ota (Renna *et al.*, 2006), avec des valeurs $\epsilon_{Nd} = +4,3$ à $+2,1$, est comparable à celle des autres complexes de Corse comme à Pila Canale ($\epsilon_{Nd} = +4,2$; Cocherie *et al.*, 1994) ou à Santa Lucia ($\epsilon_{Nd} = +4,3$; Paquette *et al.*, 2003).

Datation : les gabbro-diorites, comagmatiques du granite à biotite d'Ota, ont été datés à 281 ± 3 et 283 ± 2 Ma par la méthode U-Pb sur zircon (LA-ICPMS, Renna *et al.*, 2007). Ces âges sont compatibles avec les âges fournis par les méthodes : ^{39}Ar - ^{40}Ar sur biotite à 282 ± 10 Ma (Maluski, 1977), et K-Ar sur biotite à 276 ± 4 Ma et 285 ± 5 Ma (van Tellingen *et al.*, 1996).

L'âge à 283 ± 2 Ma du granite à biotite d'Ota est compatible, dans la limite des incertitudes, avec celui du complexe d'Evisa qui recoupe celui de Porto et qui a fourni un âge de $287,2 \pm 1,7$ Ma (Cocherie *et al.*, 2005).

γ^A . Granite rouge des Calanche. Le granite rouge forme, en bordure externe du complexe, une lame annulaire et continue de 1 à 4 km de puissance à l'affleurement, dont l'observation est masquée au Nord-Ouest par la mer. Au contact des bordures externes fréquemment faillées, ce granite présente une bordure figée souvent granophyrique. Les failles bordières ont un pendage

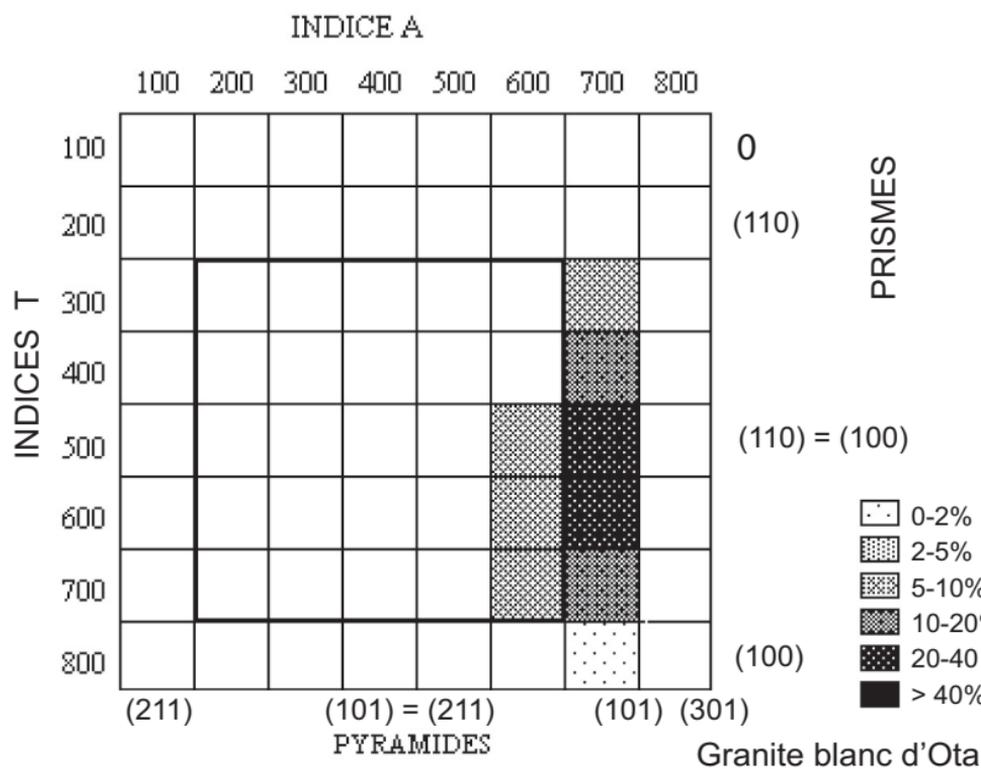


Fig. 18 - Typologie des zircons du granite rouge de Porto

centripète de 75° dans la partie nord, verticales à l'Est et centrifuges au Sud. Dans la partie méridionale, les falaises granitiques montrent une succession de bordures figées parallèles et à pendage centrifuge, de plus en plus fort vers les failles externes. La lame de granite rouge inclut des panneaux d'encaissant : au Sud sur sa bordure près de Piana et au Nord un roof-pendant aux bergeries de Larata.

C'est un granite leucocrate, caractérisé par sa couleur rose à rouge, qui forme les reliefs des célèbres « *Calanche* » de Porto. La couleur de l'ensemble n'est cependant pas homogène, le granite ayant souvent une couleur jaune orangé. La roche, très massive et extrêmement dure, est à grain moyen de 3 à 4 mm. Le quartz est en cristaux gris clair ou foncé, automorphes, arrondis et groupés en amas. Les feldspaths roses, prépondérants, sont responsables de la coloration de la roche ; les plagioclases blancs sont nettement moins abondants. Les ferromagnésiens sont rares et agrégés en amas. Les cavités miarolitiques sont nombreuses ; elles sont remplies de petits cristaux de fluorine blanche ou violacée, de quartz bipyramidé limpide, enfumé ou améthyste et de feldspaths de type clevelandite.

Au microscope, le granite rouge apparaît constitué en majorité de quartz et de feldspath potassique (schillerisé) perthitique ; le plagioclase, essentiellement albitique y est plus subordonné. La texture définie par cette association de cristaux perthitiques, ceints de feldspath K, en couronne et de feldspath K et plagioclase démixés a été nommée « *transolvus* » (Bonin, 1980). La biotite, à pléochroïsme très marqué, est le plus souvent chloritisée. On y trouve comme accessoires de la fluorite, le zircon, la cassitérite, l'apatite est peu fréquente à rare. Le zircon (fig. 18) est en individus de taille allant jusqu'à 200 µm. Les faciès granophyriques sont fréquents.

Complexes alcalins d'Evisa et de Capu Rossu

D'orientation NW-SE, à cheval sur les feuilles Vico-Cargèse et Galeria-Osani, le massif de granites alcalins d'Evisa à la forme d'une voûte ogivale orientée NE-SW (Vellutini, 1977), constituée par une enveloppe externe de granite perthitique à amphibole bleue « *riébeckite* » et par un cœur de granite albitique à arfvedsonite-ægyrine intrusif dans le premier. Le contact entre les deux granites est souligné par une bordure figée du granite albitique contre le granite perthitique et par la présence constante sur la surface structurale du granite albitique d'une enveloppe de pegmatite, cette « *pellicule* » pegmatitique ayant une épaisseur de quelques décimètres.

L'essentiel de la masse rocheuse du Capu Rossu est formée par une intrusion de granite à amphibole bleue et biotite qui se prolonge vers l'Est par une lame étroite et s'interrompt à proximité immédiate du granite rouge de Porto. Sur sa bordure méridionale, la surface structurale de la lame (bordure figée) plonge vers le Sud.

^γArf. **Granite perthitique (hypersolvus) à arfvedsonite**. Il a été décrit par J.P. Quin (1969). Il affleure au Nord-Ouest d'Evisa en une longue lame de 500 m à 1 km de largeur, qui s'élargit vers le Nord sur la feuille Galeria. Ces granites sont des roches très résistantes et peu altérables, affectées par un système de diaclases dense N 60 à N 80 qui déterminent des reliefs dénudés à morphologie vigoureuse. Leur gisement est en coupoles dont la forme est soulignée par des diaclases courbes qui découpent des dalles épaisses en « carapaces de tortues » (Quin, 1969) qui correspondent vraisemblablement à des joints de refroidissement.

Le granite perthitique à amphibole bleue d'Evisa est postérieur au granite rouge de Porto. En effet, sur le chemin d'Ota à Evisa dans les gorges de la Spelunca, une veine de granite à riébeckite recoupe le granite rouge (Deprat, 1906). Les filons aplitiques de puissance centi- à décimétrique (quartz, microcline, albite, Ti-ægyrine, Ti-arfvedsonite, zircon) associés aux granites hyperalcalins et qui recouper le granite blanc au Ponte Vecchio d'Ota y développent une fénitisation, localisée sur 2 à 10 cm à leur contact. Une fénitisation de même type, mais plus étendue, s'est développée dans le complexe d'Evisa en y induisant des rééquilibrations chimiques et minéralogiques (Bonin et Platevoet, 1980).

Trois types pétrographiques peuvent être distingués :

Un type de couleur rouge à amphibole bleue décomposée, un autre type blanc à amphibole bleue et enfin un type moucheté à amphibole bleue et ægyrine. Le type blanc est le plus répandu et forme l'essentiel des affleurements.

La texture du granite perthitique est grenue équante, le grain est moyen à gros (1 à 1,5 mm).

La séquence de cristallisation est typiquement agpaïtique, le quartz est automorphe en grandes sections monocristallines arrondies ou hexagonales à extinction fortement roulante. Le feldspath alcalin perthitique (orthose-perthite), du type « tigré en veines larges », en sections automorphes à subautomorphes constitue plus de 55 % de la roche. L'albite (An 0-5 %) est interstitielle entre les autres constituants et souvent rassemblée en nids. Les minéraux colorés accessoires sont toujours rassemblés et enchevêtrés en agglomérats informes, épars dans le fond quartzo-feldspathique.

L'amphibole bleue à une composition proche du pôle arfvedsonite, mais le granite est souvent décrit dans la littérature comme « granite à riébeckite ». Elle constitue l'essentiel des minéraux colorés ; elle est le plus généralement en sections de grande taille subautomorphe à xénomorphe, mais elle apparaît aussi sous des habitus moins fréquents en baguettes groupées en éventails, implantées sur les sections d'amphibole primaire et en fibres à disposition radiaire. Le mica

noir « lépidomélane » est rare et postérieur à l'amphibole bleue. La bordure des sections est soulignée par un cerne noirâtre constitué de cristaux de minuscules granules de magnétite.

La population de zircons est très homogène avec peu de types représentés (fig. 19). Ils montrent un zonage fin et sont souvent le siège de nombreuses inclusions. Ce sont le plus souvent des malacons riches en Terres Rares qui ne montrent pas de zonage compositionnel (Poitrasson, 1984).

La fluorite est constante, groupée avec l'amphibole bleue et le mica noir dans les agrégats de minéraux colorés ; la taille des sections peut atteindre 1 mm. L'ægyrine est exceptionnelle et se trouve en minuscules placages discontinus à la périphérie de l'amphibole, son apparition ne résulte pas de la déstabilisation de l'amphibole mais d'une cristallisation directe.

L'astrophyllite ($K, Na_3(Fe^{+2}, Mn)_7Ti_2Si_8O_{24}(O, OH)_7$) est en très petites lamelles automorphes dont l'apparition est postérieure à celle de l'amphibole bleue. Elle ne coexiste jamais avec le mica noir mais accompagne fréquemment l'ægyrine. Elle a été découverte dans une pegmatite, en cristaux de 1cm, dans les gorges du Porto, en amont du pont de Zaglia (Leverrier, 1889 ; Deprat, 1908).

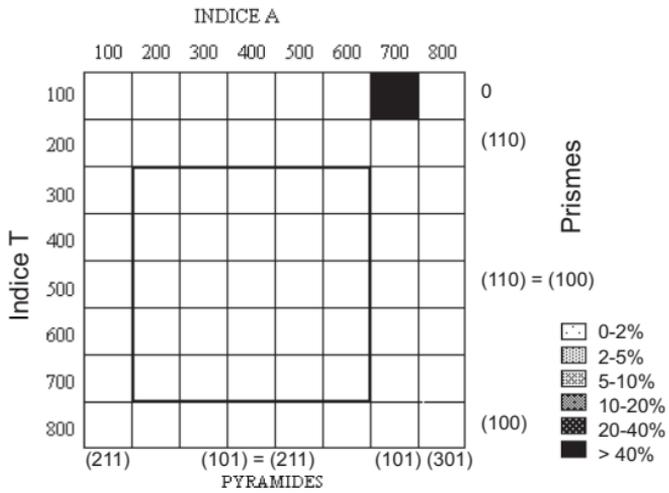
La fergusonite ($YNbO_4$), mise en évidence dans des concentrés de batée (Parfenoff *et al.*, 1973), a été identifiée *in situ* et utilisée pour l'analyse géochronologique Nd-Sm (Poitrasson, 1994). L'allanite est totalement altérée et la titanite accessoire.

Les caractères géochimiques de ces granites ont été détaillés par B. Bonin (1988) et A.-T. Egeberg *et al.*, (1993).

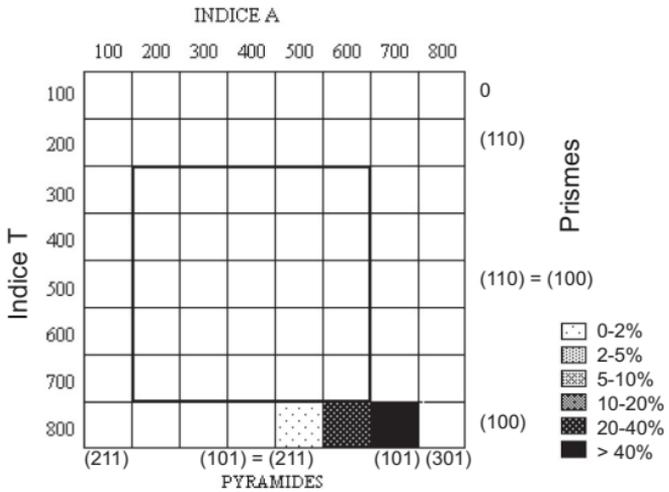
Ab. **Granite albitique à arfvedsonite-ægyrine.** C'est une roche dense, compacte et dure, de couleur blanc soutenu, localement verdâtre ou rosée, sur le fond de laquelle contraste la couleur bleu de prusse de l'amphibole, en baguettes de 2 à 3 mm, ou en mouchetures éparses.

La roche a une structure « submicrogrenue », la taille du grain de la roche est en effet assez variable, conférant au granite une diversité d'apparence qui est due au type de cristallisation que revêt l'albite. On distingue :

- un type à gros grain (Sud du massif de Cuculla) où l'albite est en grandes sections, toujours maclées, en remplacement du feldspath potassique ;
- un type à grain fin (Capu alle Scallela) à feldspath potassique de petite taille, plus ou moins envahi par l'albite ; les joints de grains entre quartz et feldspath potassique sont constellés de petits grains arrondis d'albite étroitement engrenés ;



Granite hypersolvus d'Evisa



Granite albitique à arvedsonite-ægyrine

Fig. 19 - Typologie des zircons des granites d'Evisa (Tessier, 1979)

– un type à « lattes » (Bocca di Felce, bois de Lonca) caractérisé par la présence d'albite en grandes baguettes rectangulaires, allongées, enchevêtrées les unes dans les autres et toujours maclées, semblables à des microlites.

Le quartz est en sections sub-automorphes à automorphes de grande taille. À l'exception des types à gros grain, on ne distingue pas nettement les contours des cristaux qui paraissent corrodés par l'albite en granules. Le feldspath potassique est systématiquement maclé microcline, il est le plus souvent perthitique car affecté par une albitisation secondaire, l'albite de remplacement y est au moins aussi abondante que la phase potassique. L'albite (An 0) est toujours limpide et revêt les différents habitus décrits plus haut.

L'amphibole bleue, « riébeckite », se présente sous plusieurs habitus :

- en grandes sections subautomorphes à automorphes corrodées par l'albite ;
- en sections dont la périphérie est décomposée en assemblage de granules d'ægyrine et de magnétite, ce phénomène étant surtout observable dans le type à « lattes » ;
- en petites sections xénomorphes, souvent digitiformes qui ont cristallisé tardivement et qui contiennent des granules de fluorite.

L'ægyrine, sub-automorphe à automorphe, est presque aussi abondante que l'amphibole, voire prépondérante ; elle n'est, au contraire de l'amphibole, jamais corrodée. Elle se rencontre sous des habitus différents qui sont par ordre de fréquence :

- en prismes trapus isolés, rarement en baguettes, souvent enchevêtrés ;
- en larges couronnes autour de l'amphibole bleue ;
- en intercroissances à axes parallèles avec l'amphibole.

Le zircon apparaît sous plusieurs habitus, un premier où les cristaux sont de couleur jaune-brun et où l'on trouve des types octaédriques vrais (fig. 19), synchrones de la cristallisation du quartz et de la fluorite et un second en agrégats botryoïdes et en masses à surface mamelonnée de couleur blanchâtre à brunâtre, où les cristaux s'individualisent à partir de l'amphibole bleue déstabilisée. Leur morphologie est en fibres ou en aiguilles, réunies en sphérolites avec une disposition fibro-radiée et concentrique. Ces globules, qui peuvent atteindre 0,5 à 1 mm de diamètre, sont surtout développés dans le type à « lattes ». L'excès d'alcalins inhibe en partie la cristallisation du zircon et permet la formation de zirconsilicates comme la lavénite $[\text{Na}(\text{Ca}_2\text{Zr})\text{ZrSi}_2\text{O}_8\text{F}]$ (Deprat, 1906), l'elpidite $[\text{Na}_2\text{ZrSi}_6\text{O}_{15}, 3\text{H}_2\text{O}]$ (Bonin, 1980).

La fluorite est, la plupart du temps, associée à l'amphibole bleue. La magnétite est exsudée à partir de l'amphibole et/ou de l'ægyrine et parfois secondairement oxydée en hématite. La cassitérite (SnO_2) est rare et répartie

irrégulièrement. Elle est en général associée à l'amphibole bleue et parfois au zircon. La tscheffkinite (Fe, Ca) (Ce, La, Al)₂ (Si, Ti)₃ O₁₀ (Van Tellinghen, 1955), en petits cristaux idiomorphes brun foncé à noirs de 0,3 mm, a été mise en évidence dans un filon de pegmatite dans la Spelunca ; elle a été souvent confondue avec l'aenigmatite.

Les affleurements de pegmatites à fayalite sont souvent localisés à proximité de la bordure des granites albitiques.

Âge du complexe d'Evisa

Le granite perthitique du complexe d'Evisa a d'abord été daté à 246 ± 6 Ma (Sri = $0,7039 \pm 0,0016$) par la méthode Rb-Sr (Bonin *et al.*, 1978). Les valeurs très élevées des rapports $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ dans ce type de granite, ne permettent pas de piloter précisément le rapport initial et donc d'en tirer des conclusions génétiques. Un calcul effectué sur ces dernières données (Eby, 1990) montre qu'un rapport initial de l'ordre de 0,705 serait plus réaliste, bien que, de toute façon, une importante incertitude entache à la fois la détermination de l'âge et du rapport initial. L'âge et le rapport initial ont été recalculés (Poitrasson, 1994) à $248,6 \pm 3,0$ Ma (Sri = $0,7081 \pm 0,0017$).

La méthode Nd-Sm sur minéraux (arvfedsonite, fluorite, titanite, fergusonite) a conduit à calculer un âge de 259 ± 6 Ma (Poitrasson, 1994), cohérent avec celui résultant des données Rb-Sr, dans la marge des incertitudes de chacune des mesures.

La datation, par la méthode U-Pb sur zircon, du granite perthitique à arvfedsonite a été réalisée sur un échantillon récolté en rive droite du ruisseau de Luzzichelli, à son intersection avec la piste menant au col de Saltu. Dans ce granite, les zircons les plus gros, de 200 à 400 μm , d'aspect « pierreux », de morphologie D ou K2 (selon la typologie de Pupin, 1980), sont toujours métamictes et donc non datables (pertes de Pb). On trouve cependant des zircons de plus petite taille, entre 100 et 200 μm , transparents et non métamictes, de morphologie J5, P5, K2 et T14, qui ont été sélectionnés pour analyse (fig. 19). Les mesures ponctuelles, réalisées à la microsonde ionique de haute résolution (SHRIMP II Canberra) sur ces zircons, ont permis d'obtenir un âge très précis à $287,2 \pm 1,7$ Ma (Cocherie *et al.*, 2005).

La datation par la méthode Nd-Sm sur minéraux a 259 ± 6 Ma (Poitrasson, 1994) fournit un âge trop jeune par rapport celui du chronomètre U-Pb du zircon. Ceci peut s'expliquer par le fait que le système Nd-Sm n'est pas resté clos. En effet, la même méthode, appliquée aux granites hypersolvus du complexe de Tolla, a-t-elle cette fois livré un âge trop vieux, de 330 Ma, incompatible avec les contraintes géologiques, alors que le chronomètre U-Pb sur zircon a donné pour ces mêmes granites un âge de $282,9 \pm 1,1$ Ma (Poitrasson *et al.*, 1988) compatible avec les données géologiques.

P. Pegmatite à riébeckite-fayalite d'Evisa. À 500 m au Sud-Ouest d'Evisa, on peut observer, immédiatement en amont de la route qui mène vers Porto, une coupole de microgranite perthitique à riebeckite à développement pegmatitique. Macroscopiquement, ce microgranite est caractérisé par la présence de quartz laiteux à formes cristallines propres, axes c subverticaux, et dont la taille atteint jusqu'à 50 cm de diamètre. Dans la matrice quartzofeldspathique, on trouve (Maluski, 1975) des cristaux de fayalite, dont la taille peut aller jusqu'à 10 cm, et qui montrent deux plans de clivage bien développés ; leur couleur rougeâtre est causée par leur altération en magnétite.

Le seul équivalent connu de ces roches est le granite de Rockport dans le Massachussets (Palache, 1950).

Système filonien

β. Filons basiques (basaltes tholéitiques à transitionnels). Sur le terrain, lors du lever de la carte géologique, il n'a pas été fait de distinction entre les différents types de filons basiques qui ont été regroupés sous la même dénomination de dolérites. Vert foncé en cassure fraîche, et présentant une patine rousse caractéristique, ils se présentent en lame mince sous forme d'un treillis de plagioclases très souvent altérés enserrant des clinopyroxènes reliques dans l'amphibole.

On sait cependant qu'au sein du batholite corso-sarde, plusieurs familles de filons ont été identifiées : calco-alcaline, (Fumey-Humbert *et al.*, 1986), tholéitique et transitionnelle (Rossi *et al.*, 2000 ; Traversa *et al.*, 2003).

Les analyses chimiques de filons doléritiques (fig. 20) qui recourent le batholite corse montrent une grande diversité. Cette diversité résulte de phénomènes dus à la variation de composition des magmas produits (source, taux de fusion) et aux différents taux de contamination de ces magmas avec l'encaissant, dans les chambres magmatiques et/ou lors de leur intrusion.

Leur mise en place s'étale sur une large période d'au moins 25 Ma. En effet des filons calco-alcalins composites, à cœur microgranitique et à bordure dioritique, ont été datés à 305 ± 2 Ma à Calvi (U-Pb/zircon, Ménot *et al.*, 1996) tandis que des filons doléritiques, d'affinité tholéitique, recourent les granites d'Evisa datés à 287 ± 2 Ma. Des mesures d'âge sur zircons (SHRIMP) ont été effectuées sur des filons de microgabbros de la feuille Santo-Pietro-di-Tenda (Rossi *et al.*, 2000) qui ont donné 280 ± 2 Ma (Cima a Trepite) et 287 ± 4 Ma (Castellucciu, Lama).

Le filon doléritique le plus méridional de l'essaim de l'Aghja Campana, au Nord de Porto, a fait l'objet d'une étude géochronologique (Van Tellinggen *et al.*,

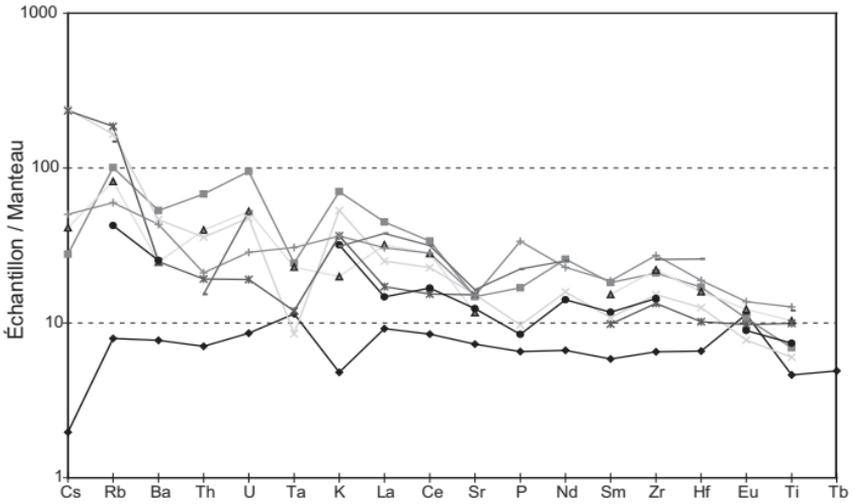


Fig. 20 - Distribution des éléments en trace de filons doléritiques de la feuille Vico-Cargèse dans un diagramme de normalisation par rapport au manteau primitif. La séquence des éléments est rangée par ordre d'incompatibilité décroissante dans les basaltes océaniques (Sun et Mc Donough, 1989)

1996). Les résultats obtenus ($\pm 1 \sigma$) par la méthode des traces de fission sur minéraux du filon indiquent des âges sur apatites de $23,0 \pm 4,06$ Ma, $21,4 \pm 4,8$ Ma et $33,5 \pm 18,6$ Ma, tandis que ceux obtenus sur le granite blanc proche donnent $51,2 \pm 15,8$ Ma (apatite) et $203,6 \pm 18,1$ Ma (titanite). Un profil d'âges K-Ar effectué sur une transversale filon-encaissant a fourni des âges de 81 à 141 Ma pour le filon et de 36 à 48 Ma pour le granite (fig. 21).

Les âges calculés par la méthode des traces de fission (TF) sur apatites du filon et de l'encaissant granitique proche donnent des valeurs comprises entre 23 et 51 Ma. Les âges K-Ar sont de l'ordre de 40 Ma dans l'encaissant et compris entre 90 et 100 Ma pour le filon.

La différence d'âges entre filon et encaissant est due à une perte moindre d'Ar* dans le filon que dans le granite. La composition et la texture de la dolérite ont pu se révéler plus efficaces au piégeage de l'Ar* que celles du granite.

La plupart des datations K-Ar en roche totale effectuées sur les volcanites du Cinto livrent des âges compris entre 30 et 70 Ma : 34 ± 3 Ma pour les pyroclastites inférieures ; 55 ± 2 Ma pour les pyroclastites supérieures (Cozzupoli *et al.*, 1986) ; 56 à 62 Ma pour les ignimbrites (Baubron *in* Vellutini, 1977).

On sait qu'en Corse, la majorité des âges TF mesurés sur apatites se situe autour de 27 Ma (Jakni, 2000 ; Danisik *et al.*, 2007) et que cette valeur est interprétée comme reflétant, pour un grand nombre de mesures, l'existence d'une anomalie thermique oligocène en relation avec la phase de rifting puis de la dérive corso-sarde. L'âge miocène obtenu sur traces de fission sur les apatites des filons d'Aghja Campana ne correspond donc pas à celui de leur mise en place mais à celui d'une réouverture du géochronomètre lors de phénomènes thermiques éocènes reliés à la mise en place des nappes alpines et à la dérive du bloc corso-sarde à l'Oligocène.

$\mu\gamma\rho$. Filons acides indifférenciés (microgranites, rhyodacites et rhyolites calco-alkalines ; rhyolites alcalines. Les filons acides sont le plus souvent en relief dans la topographie. Leur composition varie de celle de rhyodacites à des rhyolites très acides, leur texture est souvent microgranitique au cœur des filons.

Q. Filons de quartz. Les filons de quartz blanc jalonnent des accidents et peuvent être suivis sur plusieurs centaines de mètres.

Quaternaire

A. Formations superficielles indifférenciées. Ces formations non différenciées sont largement réparties dans les zones de forte pente. Elles n'ont

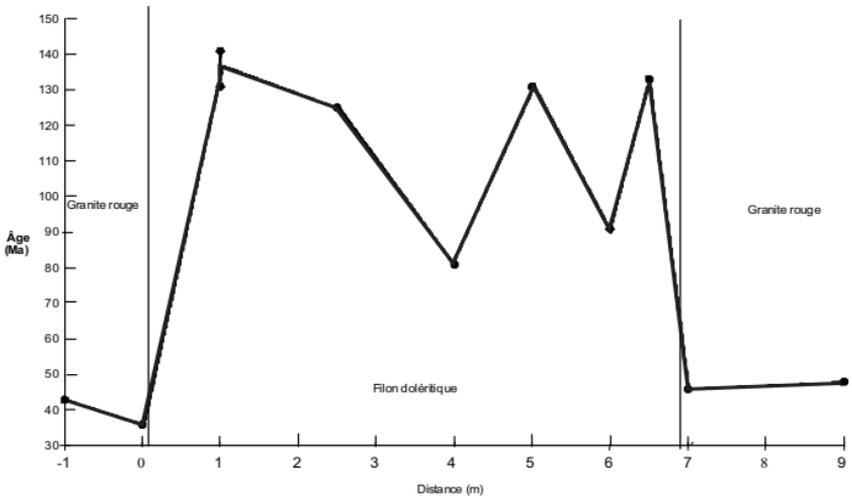


Fig. 21 - Distribution des âges K-Ar, en fonction de la position des échantillons analysés, sur une transversale encaissant (granite rouge de Porto) – filon doléritique – encaissant

été cartographiées que lorsqu'elles forment des éventails facilement identifiables. Dans les zones de forêt (forêts d'Aitone et de Valdo Niellu par exemple), où leur identification sous le couvert végétal est malaisée, leur extension est très vraisemblablement largement supérieure à celle indiquée sur la carte où c'est la représentation de la nature du substrat qui a été privilégiée.

Mz. Sables des plages actuelles. Bien développés sur les plages, ces sables tapissent aussi le fond des anses côtières.

Pozzines

Les pozzines de l'étage subalpin sont des pelouses tourbeuses avec des dépressions subcirculaires remplies d'eau. Elles résultent du colmatage progressif de lacs glaciaires d'altitude par les sédiments tourbeux où circule l'eau. Ce terme a été créé par J. Briquet (1910) pour désigner les pelouses tourbeuses à gazon ras, à partir du mot « pozzu » (« puits » en langue corse) et de la terminaison du mot « alpine » ; les sédiments tourbeux du lac de Nino ont été datés par ^{14}C à 14 000 ans B.P. (Reille, 1975). L'épaisseur de tourbe, accumulée durant 7 000 ans, est de l'ordre de 2,8 m au lac de Nino ce qui correspond à 1 m de dépôt organo-détritique pour 2 500 ans. Ce lac, en cours de comblement, a une superficie moyenne de 6,5 ha et une profondeur maximale de 11 m.

D. Grès dunaires (panchina) (Ottmann, 1958). Toute la zone littorale entre la Punta a i Tuselli et la Punta d'Orchinu a été vraisemblablement couverte de panchina analogue à celle que l'on peut encore observer sur la plage d'Arone.

Au Nord de la plage à l'Ouest du ruisseau d'Arone, les dunes fossiles cimentées reposent sur des éboulis de pente assez altérés. Le gisement débute à 3 m au-dessus du niveau de la mer et ne montre pas de faciès marin à la base, la dune reposant directement sur des éboulis ou sur les granites. Les dunes consolidées en bancs montrent une belle stratification entrecroisée et s'élèvent actuellement jusqu'à 10 m de hauteur environ.

Ces dunes très anciennes, essentiellement calcaires ($\text{CaCO}_3 > 90\%$), ont fait autrefois l'objet d'exploitation pour alimenter des fours à chaux. La phase sable minéral est extrêmement réduite (10 %) et constituée d'un fin sablon de quartz, avec quelques plagioclases et micas, tous les minéraux de cette phase étant très bien roulés. Les organismes fossiles (très bien roulés) sont des algues calcaires ainsi que quelques miliolles. Le ciment est composé de calcite grenue, parfois légèrement recristallisée secondairement.

Au Sud de la plage, sur une surface assez plane de rochers entre 2 et 3 m, on peut observer une très grande marmite fossile remplie de galets (30 à 40 cm) qui correspond à l'action d'une mer située 2 à 3 m au-dessus du niveau actuel.

Entre la plage d'Arone et le Golfe de Topiti, dans la petite baie au Sud de Pascianu ainsi qu'au Nord du point coté 58, se trouvent, accrochés sur la falaise vers 15 à 25 m, des lambeaux de panchina dunaire, à stratification entrecroisée caractéristique. Des grottes s'ouvrent également au niveau 2 à 3 m, elles renferment des lambeaux de conglomérats formés de galets aux dimensions identiques à ceux des grèves actuelles, mais qui sont ici indurés par un ciment calcaire très dur et parfois par des algues et des organismes encroûtants.

Au fond du Golfe de Topiti, la série dunaire affleure largement sur plus de 1 km, plaquée sur le rocher jusqu'à une vingtaine de mètres en moyenne. On peut en outre y observer la plage fossile conservée à la base de la dune dans une grotte au Sud du fond du golfe (Ottmann, 1958).

S. Sables rouges. Dans les golfes de Chiuni et de Peru, il ne subsiste plus de traces de dunes calcaires. En revanche, on retrouve les dunes anciennes au dessous des dunes actuelles et sous la plage. Ce sont des sables roux, très ferrugineux, plus ou moins cimentés par des oxydes de fer et qui passent à l'intérieur à des arènes grossières, au contact du granite altéré.

Fy. Alluvions fluviatiles. Plaine alluviale de Sagone. Elles constituent les basses terrasses, 10-15 m au-dessus du lit actuel, les plus étendues le long des fleuves. Ces alluvions contiennent quelques galets de granite pulvérulents, dans une matrice brune ; les autres galets ne sont pas altérés.

Fx. Alluvions fluviatiles anciennes. La matrice de ces alluvions est sablo-argileuse, mal triée, de couleur orange. De nombreux galets granitiques sont pulvérulents ; les galets de roches filoniennes ont un cortex d'altération orange mince (2-3 mm).

J. Cônes de déjection. Au confluent de certains ruisseaux avec les fleuves principaux, s'étalent en éventail des cônes de déjection formés par des alluvions brunes. Les cônes Fy sont des cônes de déjection formés par un mélange de galets roulés et de fragments anguleux, avec même altération que les alluvions fluviatiles Fy 1.

FG. Alluvions fluvio-glaciaires. Dans la forêt de Valdo-Niello, sur le versant oriental de Bocca a Verghju vers 1 020-1 030 m d'altitude entre Frascaghju et la maison forestière de Poppaghja, deux formations appartenant chacune à un stade d'alluvions fluvio-glaciaires ont été mises en évidence (Conchon, 1985). La formation inférieure contient des galets granitiques pulvérulents et sa matrice est de couleur brun-orange comme les dépôts glaciaires et fluvio-glaciaires N 5 (Conchon, 1975). La formation supérieure ne renferme pas de galets altérés et sa matrice est de couleur gris-ocre clair comme les sédiments glaciaires et fluvio-glaciaires N 6.

Les sédiments fluvio-glaciaires N 6 tapissent le versant sud du haut bassin du Golo. Ils sont issus de la fusion des glaciers qui occupaient les vallées du ruisseau de Colga et du ruisseau de Frascaghju en rive droite du Golo. Les moraines latérales du glacier N 6 de Colga forment relief sous la forêt et se terminent vers 1 100 m d'altitude.

G. Dépôts glaciaires. Sur le plateau de Campotile, une moraine d'un stade glaciaire récent ferme partiellement la dépression entre Bocca Stazzona et le lac de Nino, établi dans le fond une auge glaciaire, tandis qu'en aval de celui-ci vers 1 750-1 730 m se trouve une petite moraine frontale. Des alluvions glaciaires assez volumineuses affleurent entre 1 550 et 1 500 m (hêtraie). La morphologie très adoucie entre Bocca a Stazzona (1 770 m), Bocca à Reta (1 883 m), le pied nord du Capu a e Furcelle (1 762-1 950 m), puis entre Cimatella (2 098 m) et Bocca d'Acqua Ciarnente (2 000 à 1 570 m) suggère que le modelé de ce secteur résulte d'une érosion glaciaire. Par le col actuel de a Bocca à Reta, le glacier transfluait vers l'Est et vers l'Ouest ; par Bocca d'Acqua Ciarnente, il transfluait vers le Nord et vers le Sud.

Les formations glaciaires identifiées sur le Plateau de Campotile, et non différenciées sur la carte, pourraient appartenir au stade N 7 vers 1 750-1 700 m et au stade N 6 vers 1 550-1 500 m.

CONDITIONS DE FORMATION DES ENTITÉS GÉOLOGIQUES

Les formations du socle préhercynien E1 de la Bocca a Verghjolu résultent de l'accumulation de sédiments pélitiques et quartzeux provenant du démantèlement d'un socle préexistant. Sur ce socle E1, affecté de déformations (schistosité) et d'un métamorphisme modéré (schistes verts) repose en discordance, au Sud de Calvi (feuille Galeria-Osani), une série paléozoïque d'âge ordovicien à dévonien qui n'a pas subi de déformation ni de métamorphisme varisque notable. Les formations paléozoïques surmontant E1 témoignent de conditions de dépôt en milieu de plateforme avec une forte influence continentale.

L'âge panafricain des formations E1 est suggéré par l'âge modèle, autour de 600 Ma, d'amphibolites intercalées au sein des micaschistes. Ces metabasites ont une composition de MORB (basaltes de rides médio-océaniques) enrichis $\epsilon_{0Nd} = +4,7 \pm 0,3$ (Rossi *et al.*, 1995). En outre, l'âge du protolite des formations E1 a pu être établi sur la feuille Santo-Pietro-di-Tenda, grâce à la présence systématique, dans les micaschistes, de populations de zircons datées exclusivement autour de 2,2 Ga.

Au sein du socle métamorphique E2, les metabasites du complexe de Belgodere (Palagi *et al.*, 1985a, b ; Orsini *et al.*, 1989) possèdent soit des

compositions chimiques de cumulats gabbroïques, ce que confirment des reliques texturales, soit des liquides tholéitiques de type MORB enrichis, parfois très différenciés à composition de ferrobasaltes. Leurs caractères sont transitionnels entre ceux des basaltes de rides océaniques et continentaux. Sur la feuille Vico, les amphibolites de Topiti, qui affleurent au sein de formations de type E2, présentent des caractères comparables. Les valeurs isotopiques du Nd (Tommasini, 1993) sont caractéristiques de celles de basaltes océaniques : $\epsilon_{0Nd} = +6,61$ et d'âge modèle TDM = 496 Ma. Les formations E2 occupent donc une position paléogéographique proche de la zone d'océanisation ordovicienne qui précède l'orogénèse varisque.

Lors du rapprochement varisque de E1 et E2, leur collage a été scellé par la mise en place des intrusions U1 « magnésio-potassique » du batholite. L'intrusion de Capo a u Cavallo (feuille Calvi), datée entre 339 ± 2 Ma et 347 ± 2 Ma, renferme des enclaves de gneiss E2 et recoupe les formations E1 (Orsini *et al.*, 1987). Une part importante de la déformation crustale pourrait avoir été accommodée par le transport et la déformation des magmas granitiques (Holister et Crawford, 1986, *in* Laporte *et al.*, 1992) sur une période d'environ dix millions d'années. Le domaine d'affleurement des intrusions U1, cantonné à la partie occidentale de la feuille, est constitué de roches de composition monzonitique, souvent sombres et riches en biotite et en mégacrists de feldspath potassique centimétriques. À ces granitoïdes sont associées des roches basiques ultra-potassiques.

La mise en place des intrusions U2 intervient entre 305 et 290 Ma. Les roches de cet ensemble, plus claires, sont constituées de granodiorites à amphibole et biotite, de monzogranites à biotite et de leucomonzogranites qui affleurent dans la partie orientale de la coupure.

L'association volcano-plutonique calco-alkaline composite U2 constitue un épisode dont les termes plutoniques sont largement exprimés en Corse comme en Sardaigne, les reliques de formations volcaniques étant aujourd'hui plus réduites à l'affleurement par suite des effets de l'érosion.

Dispositif structural mégascopique

Les intrusions granitiques et mafiques U2 se mettent en place dans l'encaissant métamorphique et dans les granitoïdes U1 qui jouent le rôle d'un socle (Rossi, 1986) ou encore dans des unités U2 plus anciennes ou au sein même de leur propres éjectats volcaniques. Le dispositif structural peut donc être reconstitué selon le schéma suivant : les formations volcaniques calco-alkalines représentent un étage supérieur (supra- socle et granites U1 Mg-K), les intrusions granitiques et mafiques U2 l'étage inférieur (infra-U1), les filons calco-alkalins représentant les dykes d'alimentation faisant correspondre les plutons U2 et les volcanites calco-alkalines correspondantes (premier cycle de

Vellutini, 1977). Les conditions et la profondeur de mise en place peuvent être estimées dans le massif du Tenda de l'ordre de 0,1 GPa, correspondant à une profondeur de l'ordre de 3 km. Dans la partie occidentale du Désert des Agriates (feuilles Santo-Pietro-di-Tenda et Saint-Florent), les granodiorites et des leucomonzogranites sont intrusifs dans les formations volcano-sédimentaires à des profondeurs de l'ordre du millier de mètres, ou moindres encore.

Les séries sédimentaires déposées durant la mise en place du batholite témoignent de l'importance des phénomènes d'érosion qui se déroulaient en surface. Ainsi la série conglomératique carbonifère supérieur de Solche dans les Agriates (feuille Saint-Florent) permet-elle d'observer des conglomérats remaniant les granites U1 en galets et métamorphisés par les granites U2 (Rossi *et al.*, 1991). Ces observations permettent d'estimer que dans un laps de temps d'une quarantaine de millions d'années, entre 340 et 300 Ma, une dizaine de kilomètres d'épaisseur de terrains ont été décapés par l'érosion.

Au sein du magmatisme U2 « composite », l'étude de terrain a permis de mettre en évidence deux ensembles d'intrusions : granodiorites et monzogranites d'une part, et leucomonzogranites leucocrates d'autre part (Orsini, 1980 ; Marre *et al.*, 1982 ; Rossi et Cocherie, 1991).

Les données isotopiques, ainsi que celles de la géochimie des éléments en traces, indiquent que l'origine des granitoïdes calco-alcalins est à rechercher dans la fusion d'une croûte de composition graywackeuse affectée par une anatexie en contexte granulitique (faible pH_2O) pour les granitoïdes U1, puis par une anatexie en contexte de faciès amphibolite (pH_2O plus élevée) pour U2 (Cocherie *et al.*, 1994). Les roches basiques ultrapotassiques U1 proviendraient de magmas de composition basaltique d'origine mantellique issus de la fusion d'un matériel de composition de péridotite à phlogopite hybridés dans des conditions basi-crustales. Une hypothèse comparable a été proposée pour le plutonisme viséen Mg-K des Alpes, comparable à celui de la Corse, qui résulterait (Schalteger et Corfu, 1992) de la cristallisation de magmas générés à partir de mélanges entre composants mantelliques et de base de croûte continentale d'après la géochimie de Sr et Nd.

Un modèle de genèse du magmatisme Mg-K (Janousek et Holub, 2007) a été proposé à partir de l'étude de la zone Moldanubienne du massif de Bohême où l'on trouve étroitement liés des granulites de basse pression et des magmas ultrapotassiques (durbachites). Les granulites felsiques les plus répandues y sont à grenat-disthène-mesoperthite, elles sont équilibrées à $P > 1,5$ GPa et $T \sim 1\ 000$ °C ; leur protolithe est analogue aux roches méta-ignées de la zone saxothuringienne du massif de Bohême.

Les teneurs élevées en Cr et Ni et Mg des roches ultrapotassiques suggèrent qu'elles dérivent d'une source riche en olivine, de type peridotite mantellique.

En revanche, les fortes concentrations en U, Th, éléments légers, Terres Rares légères (LREE), éléments lithophiles de grand rayon ionique (LILE), associée à l'appauvrissement en Ta, et des rapports K_2O/Na_2O et Rb/Sr élevés de ces mêmes roches ultrapotassiques sont en contradiction apparente avec leur origine mantellique.

Les auteurs expliquent la dualité de ces caractères géochimiques par la fusion de sources lithosphériques anormales de manteau métasomaté par du matériel crustal. Les granulites felsiques du Moldanubien et les roches ultrapotassiques montrent ainsi des appauvrissements et des enrichissements mutuellement complémentaires de quelques éléments en traces (Cs, Rb, Th, U et Pb). Le contexte géodynamique proposé est celui d'une subduction de type andin d'âge dévonien supérieur-carbonifère inférieur, suivie d'une collision continentale et d'un métamorphisme HP de la croûte felsique (lithologies en grande partie orthodérivées). La subduction de matériel crustal a induit la contamination et la métasomatose du coin lithosphérique de manteau sus-jacent. Peu après le pic métamorphique granulitique et la rupture du slab (vers 340 Ma), le manteau métasomaté et son environnement contaminé ont fondu à cause de l'apport de chaleur dû à la remontée asthénosphérique et a ainsi généré des intrusions ultrapotassiques, étroitement liées, dans le temps et dans l'espace, aux occurrences de roches granulitiques. Ce modèle pourrait être testé en Corse où l'on connaît la croûte felsique granulitique (Libourel, 1988 ; Rossi *et al.*, 2006).

La mise en place, vers 280 Ma, dans un niveau structural supérieur des complexes U3 et des complexes tholéitiques, et dans un niveau structural inférieur des complexes basiques métamorphiques, marque la fin de l'activité magmatique permienne.

Structure et mise en place

L'ensemble des formations plutoniques et métamorphiques est recoupé par un réseau filonien acide et basique localement assez dense. Les roches basiques des filons revêtent un caractère tholéitique ; elles constituent une des manifestations d'un magmatisme d'origine mantellique, dont les produits ont accompagné la mise en place des magmas U2 et U3, et que l'on connaît aussi sous forme de volcanisme, le plus souvent acide, ou de massifs stratifiés intrusifs à profondeur faible (chambre magmatique) dont la mise en place postdate U2.

Les roches mafiques ultramafiques, associés aux granites U2, qui ont des caractères de basaltes de type « MORB enrichis », dériveraient de la fusion partielle d'un manteau lherzolitique (sans grenat) profond de moins de 60 km (Cocherie, 1984) dans un contexte d'amincissement crustal, succédant au raccourcissement varisque à l'origine du collage des roches E1 et E2.

À un niveau plus profond, le socle de Santa Lucia-di-Mercurio, qui comprend des granodiorites et une association de granulites, de roches basiques stratifiées et de lherzolites, comparables avec la zone d'Ivrée dans les Alpes occidentales, représenterait un minuscule fragment de croûte dont la dynamique a été reliée à celle d'un rift permien avorté ayant affecté la bordure sud-ouest du palécontinent ouest-européen (Caby et Jacob, 2000).

Les roches basiques, associées à U2 et U3, ont une affinité tholéitique, elles proviennent de la fusion d'un manteau sous-continental, à composition de lherzolite sans grenat. Les granodiorites et les enclaves mafiques résulteraient de phénomènes d'hybridation entre des magmas monzogranitiques et des magmas mafiques (Cocherie *et al.*, 1992), dont le caractère tholéitique primaire a pu être retrouvé au sein de différentes populations d'enclaves (Cocirta et Michon, 1987). L'ensemble des intrusions U2 s'est mis en place, postérieurement à un épisode de subduction crustale dévonien (?) au sein d'un bâti soumis à une forte dénudation estimée à une vingtaine de kilomètres durant une durée d'au plus 30 Ma, dans un contexte en extension (Rossi *et al.*, 1991).

Le troisième ensemble U3, constitué de granites et de volcanites métalumineux ou alcalins, accompagne la mise en place des dernières intrusions U2 vers 290 Ma. Ces roches, exceptionnelles en Europe, affleurent largement dans la partie centrale de la feuille.

Origine des granitoïdes U3

Les intrusions volcano-plutoniques alcalines U3 forment les complexes du Monte Cintu, des presque îles de Scandola et de Seninu et enfin les intrusions entre Porto et Calasima.

Du point de vue tectonique, les granites de la région d'Evisa se sont mis en place dans des fractures linéaires qui ont joué le rôle de conduits d'alimentation (Vellutini, 1977). Les granites ont non seulement cicatrisé les failles à la manière de dykes, mais ont également comblé les vides liés à des effondrements souterrains. Ils ont réalisé ainsi des coupoles allongées comme celles d'Evisa et de Calasima. La présence de fenêtres de socle dans ces deux massifs montre effectivement que les intrusions granitiques ont recouvert des blocs crustaux. Dans le secteur de Valle Longa (immédiatement au Nord de Capu Licciola), l'alternance de « screens » de socle et de lames granitiques à hastingsite est le témoin de décollements successifs du socle qui ont été injectés par les granites.

Ces intrusions de géométrie linéaire (intrusions de la ligne Porto Ponte Leccia de J.-P. Quin, 1969) limitent la partie sud du bloc de Calvi dont le jeu vertical post-Permien est demeuré moindre que celui du reste du batholite. Le fonctionnement majeur au Permien de l'accident de Porto-Ponte Leccia (fig. 22) s'est déroulé selon un jeu essentiellement vertical et a vu une remontée relative

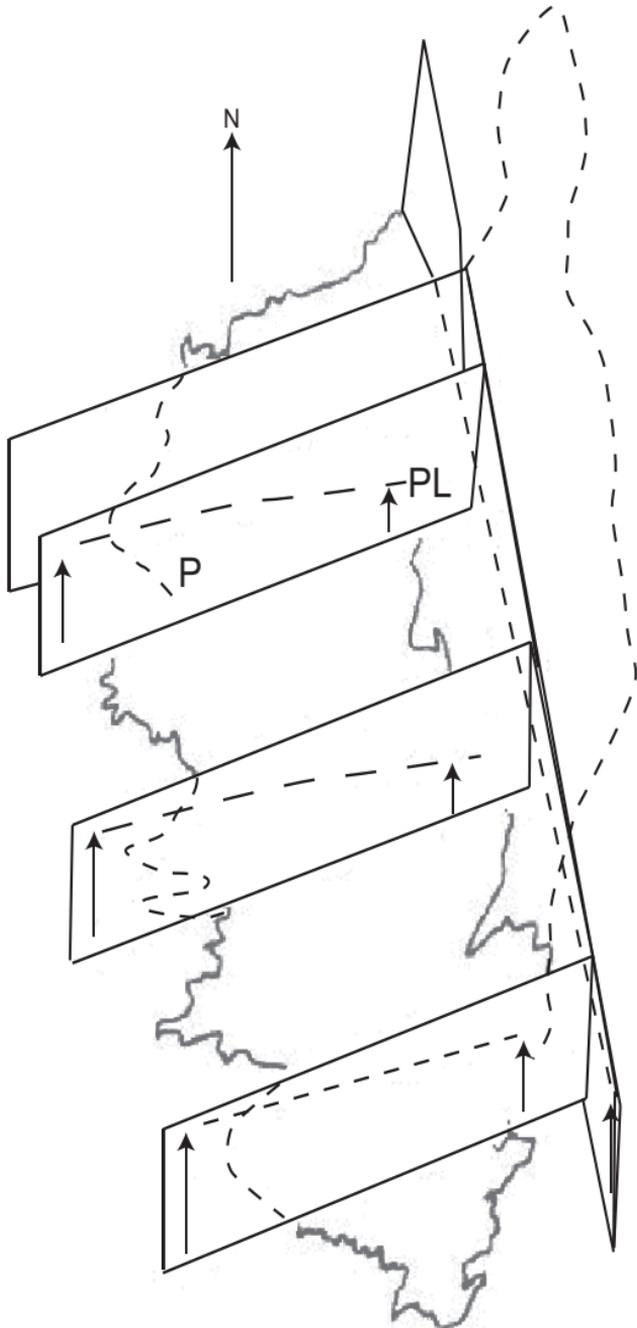


Fig. 22 - Schéma représentant les zones en surrection au Carbonifère supérieur en Corse. L'intensité de la surrection pré-permienne est plus importante au Sud de la ligne Porto-Ponte Leccia (soulignée par un chapelet d'intrusions U3)

du bloc méridional par rapport au bloc septentrional ; l'amplitude du mouvement étant plus forte vers l'Ouest que vers l'Est. La composante horizontale est moindre au vu des correspondances qui peuvent être effectuées au sein de chaque unité de granitoïdes U1, de part et d'autre du complexe du Monte Cinto (Rossi, 1986).

ORIGINE, ASCENSION ET MISE EN PLACE DU MAGMATISME ALCALIN U3

Les granites alcalins, dont la définition est relativement bien cernée grâce à leur composition minéralogique et géochimique bien spécifique, sont considérés comme caractérisant des régimes non compressifs et mis en place de façon quasi-systématique dans des zones de rifts, aussi bien dans des environnements d'îles océaniques (Ascension, Kerguelen) que continentaux (« Younger granites » du Nigeria). Ils sont souvent qualifiés de type « A » (Alcalins, Anhydres, Anorogéniques), à la suite de M.C. Loiselle et D.R. Wones (1979).

De petits volumes de granites alcalins peuvent toutefois s'être mis en place dans des environnements post-collisionnels (Sylvester, 1989 ; Rogers and Greenberg, 1990). Ainsi, le caractère alcalin des granites peut ne pas témoigner nécessairement et de façon univoque de la présence d'un environnement purement anorogénique. Les données expérimentales sur les relations de phases des granites indiquent que les granites alcalins sont formés à plus haute température (> 830-900 °C) que les granites calco-alcalins et donc ne peuvent résulter du fractionnement de ces derniers (Clemens *et al.*, 1986). La source des granites A a été recherchée soit dans le produit de la fusion d'un manteau non appauvri (Harris, 1974 ; Bayley, 1980 ; Bonin, 1980), soit dans le produit de l'anatexie de matériel crustal (Loiselle and Wones, 1979 ; Clemens *et al.*, 1986 ; Whalen *et al.*, 1987 ; Sylvester, 1989).

Au sein du batholite corse, ces deux hypothèses ont été défendues pour rendre compte de la genèse du magmatisme U3. On a considéré (Bonin, 1973-1988 ; Vellutini, 1977) que ces intrusions alcalines U3 se sont mises en place en position intraplaque, loin de tout orogène d'où leur qualificatif d'« anorogéniques », dans une province permo-triasique (voire triasique), sans relations génétiques ni structurales avec les formations qu'elles recourent, considérées comme jouant le rôle d'un socle passif. Les datations précises de l'événement U3 autour de 288 Ma révèlent au contraire que ces granites participent à l'édification du batholite et qu'ils n'en sont pas les derniers corps intrusifs.

a - Hypothèse d'une source mantellique

Selon B. Bonin (*op. cit.*), le passage d'un régime calco-alcalin à un régime alcalin au cours du Permien inférieur aurait représenté une discontinuité magmatique nette, assortie d'un changement radical dans la nature des zones sources des magmatismes considérés, les magmas calco-alcalins étant produits lors de processus de subduction au cours du Carbonifère, tandis que les magmas alcalins seraient issus de liquides de première extraction d'un manteau non appauvri (Bonin 1988).

Une modélisation géochimique prenant en compte les éléments en trace et les isotopes du Nd et du Sr, a permis de montrer que la composition des roches des complexes mafiques tholéitiques U2 ne peut pas représenter celle du magma parent de granites anorogéniques (Poitrasson *et al.*, 1994). Les résultats d'une étude fondée sur la géochimie du Nd des granites alcalins hypersolvus corses (Poitrasson, 1994) indiquent que les magmas de la séquence métalumineuse seraient issus de magmas basiques mantelliques contaminés par de la croûte continentale inférieure. Ces magmas auraient subi une cristallisation fractionnée conduisant aux compositions acides observées dans les complexes volcano-plutoniques. Les granites hypoalumineux (« hyperalcalins ») proviendraient pour leur part de magmas ayant subi une contamination crustale moindre.

b - Hypothèse d'une source crustale

L'hypothèse d'une source crustale pour le magmatisme acide corse a été proposée sur la base de la géochimie des éléments majeurs (Vellutini, 1977) et des éléments en traces (Rossi et Cocherie, 1987). Selon W.J. Collins *et al.* (1982) ; J.-D. Clémens *et al.* (1986) ; J.-B. Whalen *et al.* (1987), la source des granites alcalins pourrait être recherchée dans une croûte continentale granulitique « dégranitisée » de laquelle ont été préalablement extraits des liquides correspondant à des compositions de minimum dans le système granitique, ainsi que la plus grande partie de l'eau. Cette croûte « résiduelle », ainsi enrichie en fluor et en éléments tels que Zr, Nb, Ta, Y, T.R. restés piégés dans les amphiboles et les micas ainsi que dans les minéraux accessoires, pourrait donner naissance par fusion à haute température à des magmas felsiques de type A.

À partir des rapports d'abondance entre différents éléments, deux groupes ont été définis au sein de la famille des granites de type A (Eby, 1992).

Dans le premier groupe (A1) les valeurs de ces rapports sont comparables à celles des basaltes des îles océaniques tandis que dans le second (A2), elles sont comprises entre celles observées dans la croûte continentale et celles des basaltes des îles océaniques.

Les roches de ces deux groupes de compositions dériveraient de magmas produits à partir de sources différentes, dans des contextes géotectoniques différents. Dans cette hypothèse, les roches du premier groupe A1 sont produites à partir de la différenciation de magmas provenant de sources comme celles des basaltes des îles océaniques, mais mises en place dans des rifts continentaux ou pendant le magmatisme intraplaque. Le groupe A2 rassemble des roches issues de magmas provenant de la fusion d'une croûte continentale ou sous-plaquée résultant d'une collision continent-continent ou du fonctionnement d'un arc insulaire.

L'ensemble des granites métalumineux se place dans le champ des granites de type A2 tandis que les granites alcalins se partagent entre A1 et A2 (fig. 23).

Les conditions de hautes températures requises pour provoquer l'anatexie d'un tel type de croûte dans un milieu faiblement hydraté pourraient, dans le cas du magmatisme U3 de Corse, avoir été engendrées par la génération de grands volumes de magmas mafiques mis en place lors de l'amincissement crustal stéphano-permien et dont témoignent les complexes mafiques-ultramafiques et le volcanisme andésitique.

ÉVOLUTION TECTONOMÉTAMORPHIQUE

L'évolution tectonométamorphique régionale, telle qu'elle peut être reconstituée à l'aide des formations qui affleurent dans le périmètre de la feuille Vico-Cargèse et des feuilles adjacentes, peut être résumée comme suit.

Le socle panafricain E1 du col de Verghiolu est affecté par une déformation et un métamorphisme dans le domaine des Schistes verts, d'âge panafricain. Sur ce socle E1 se déposent des sédiments d'âge ordovicien supérieur-silurien, sans déformation ni métamorphisme notables. Les formations E1 appartiennent donc à un élément de la bordure ou d'un bloc continental incorporé au Carbonifère dans le batholite corso-sarde sans avoir subi de déformations importantes au début de l'orogénèse varisque.

L'évolution tectonométamorphique du socle anté-batholitique de Belgodere E2 (Palagi *et al.*, 1985) est polyphasée : la foliation (II) majeure, d'orientation méridienne, reprend des structures planaires antérieures (foliation I) qui sont encore localement reconnaissables. Cette foliation II affecte en particulier les leucosomes migmatitiques. Une dernière phase de déformation s'exprime par des plis ouverts d'axe NNE-SSW à plans axiaux verticaux. Du point de vue métamorphique, une histoire plurifaciale a pu être retracée, en particulier dans la zone sud-est du complexe. Les assemblages métamorphiques les plus anciens témoignent de conditions éclogitiques et/ou granulitiques ; ils sont relayés dans le temps par des paragenèses de haute température, mais à pression décroissante

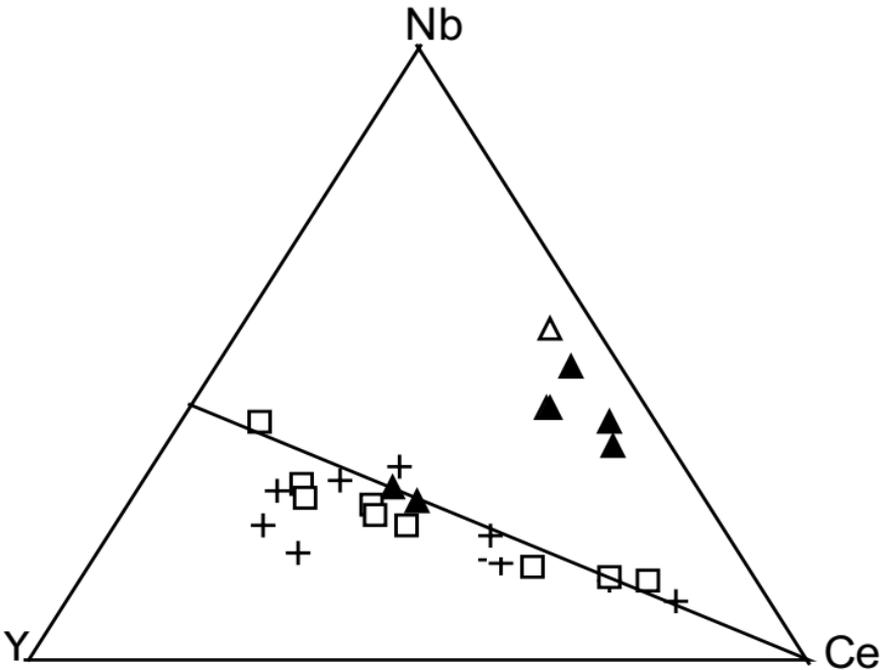


Fig. 23 - Projection de la composition de granites alcalins et métallumineux U3 dans une représentation Y, Nb, Ce (Eby, 1992). Triangles vides = granites albitiques : pleins = granites hypersolvus hyperalcalins : carrés ; granites métallumineux hypersolvus : croix ; granites métallumineux « subsolvus »

(sillimanite et cordiérite) correspondant au climax métamorphique. Cette évolution s'achève par une reprise post-migmatitique, en climat de schistes verts, plus sensible peut-être vers le Sud-Est.

L'intrusion des granitoïdes Mg-K précoces est contemporaine de l'anatexie du socle métamorphique de la Balagne (Rossi, 1986 ; Laporte *et al.*, 1986 ; Laporte *et al.*, 1987). La datation entre 340 et 330 Ma (Rossi et Cocherie, 1995, Paquette *et al.*, 1996) de ce magmatisme Mg-K permet de caler cet épisode anatectique au Viséen.

Aucun galet de granite Mg-K n'a en outre été identifié dans les conglomérats interstratifiés dans le flysh dévonien de Nuvalizza (feuille Galeria-Osani). Des zircons de quelques rares galets de rhyolites y ont été datés à 398 ± 8 Ma (SHRIMP, annexe), ils témoignent donc d'une activité volcanique à la limite Dévonien inférieur à moyen, non reconnue jusqu'ici à l'affleurement en Corse. Il y a en effet lacune du Dévonien inférieur (416-385 Ma), les formations les plus anciennes étant datées du Givetien supérieur (# 385 Ma).

La Formation conglomératique carbonifère supérieur de Solche (Rossi *et al.*, 1991) renferme des galets d'anatexites et de gneiss, ainsi que de monzonites et monzogranites Mg-K. Cette Formation étant recoupée (sur la feuille Santo-Pietro-di-Tenda) par les leucomonzogranites calco-alcalins de Cima a Forca de la génération 295 ± 5 Ma, ainsi que par ceux de Popolasca vers 290 Ma (bordure figée), les granites Mg-K étaient donc déjà, pour partie, à l'affleurement avant 295 Ma.

L'évolution qui paraît se dessiner dans le socle varisque de type U2, depuis le Dévonien jusqu'au Carbonifère inférieur, est analogue à celle qui a été reconnue dans les zones internes de l'orogène varisque. L'évolution métamorphique évolue comme suit : stade d'épaississement crustal et/ou subduction d'une portion de croûte continentale avec éclogitisation HP-HT, suivie d'une décompression isotherme rapide (exhumation), puis d'une décompression isotherme et enfin d'une décroissance conjointe de P et T (Lardeaux *et al.*, 1994).

L'étude minéralogique et texturale des différents types de granitoïdes Mg-K permet de reconstituer une partie de leur histoire. Les caractères minéralogiques des granitoïdes Mg-K indiquent que leur cristallisation est intervenue dans des conditions de haute température (morphologie des zircons), forte pression et PH_2O faible et/ou peu variable (faible zonation du plagioclase, présence systématique de clinopyroxène jusque dans les termes monzogranitiques et de grenat dans les faciès alumineux associés). La course de refroidissement peut être suivie depuis les conditions de type amphibolite jusqu'au passage dans le faciès des schistes verts par les transformations suivantes :

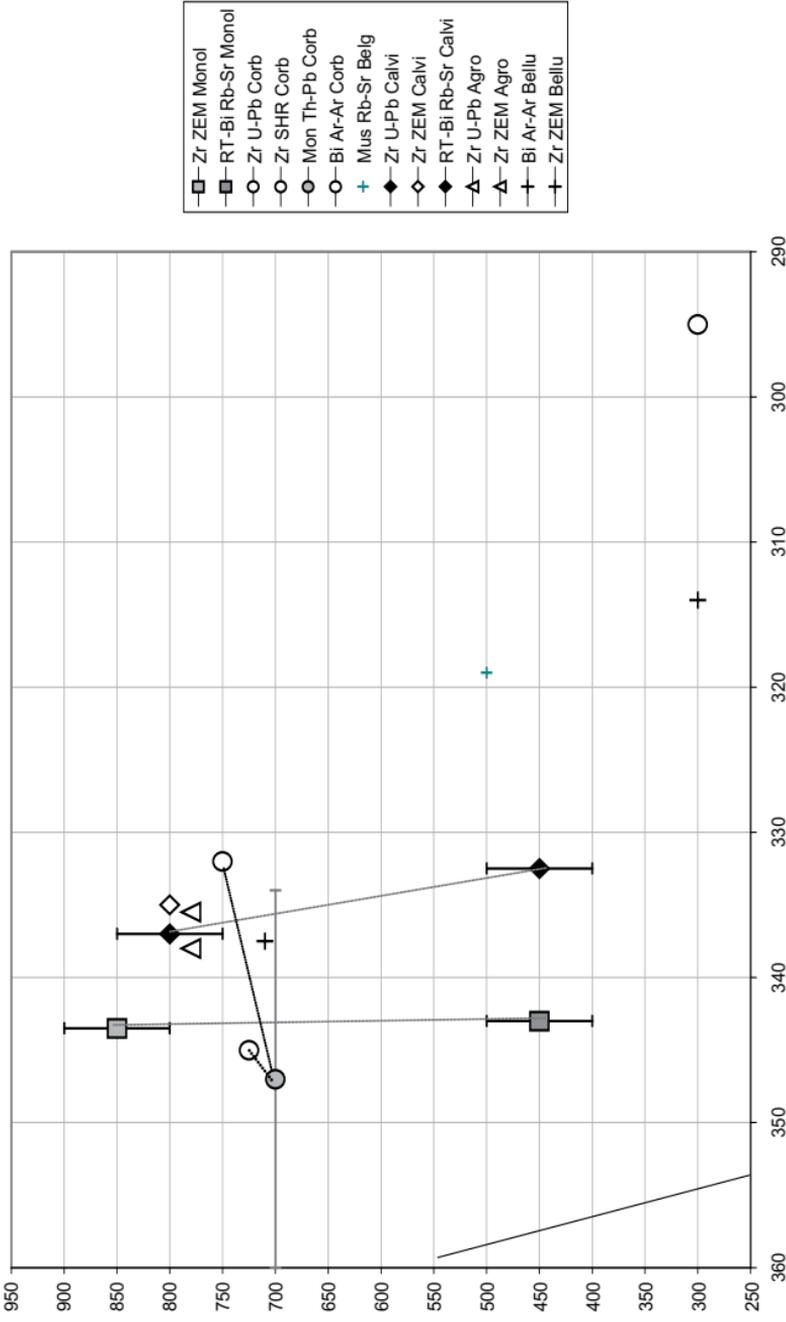


Fig. 24 - Diagramme thermochronologique pour les granitoïdes Mg-K de Corse. Les valeurs de températures de fermeture des systèmes isotopiques, pour des minéraux donnés, sont celles tirées de la littérature et sont estimées pour des vitesses de refroidissement « normales » de l'ordre de 30 °C par an, l'incertitude figurée de ± 50 °C prend en compte les déviations possibles par rapport à la température de blocage indiquée (Hunziker *et al.*, 1992). En effet, dans le cas de vitesses de refroidissement rapides (> 30 °C/Ma), les températures de refroidissement sont supérieures (de l'ordre de 50 °C) aux valeurs normales. La température de blocage pour les biotites des granites Mg-K a été ainsi estimée de l'ordre de 450 °C, prenant en compte le fait que pour les phlogopites

- recristallisation du clinopyroxène cpx_1 en cpx_2 , riche en AlIV, (réaction subsolidus) puis destabilisation en amphibole 1 (hornblende verte) qui se transforme elle-même en amphibole 2 (amphibole actinotique) ;
- destabilisation de la biotite en chlorite ;
- destabilisation du plagioclase en séricite + épidote.

La durée de résidence des granitoïdes dans les conditions du faciès des schistes verts a dû néanmoins être relativement brève car les associations minérales de HT n'ont pas eu le temps d'être complètement oblitérées. Ce qui est confirmé par la géochimie isotopique qui montre que la fermeture du système U-Pb du zircon est suivie de peu par celle du système Rb-Sr de la roche totale. Le clinopyroxène a subi une rééquilibration subsolidus mais il reste souvent conservé et n'a été que partiellement destabilisé en amphibole. On peut donc en déduire que le refroidissement (et l'exhumation du bâti?) a dû aller en s'accéléralant avec le temps.

ÂGE DE MISE EN PLACE DES INTRUSIONS U1

Datation des diverses étapes du cheminement PT des intrusions Mg-K

Les granites Mg-K résultant de la cristallisation de magmas issus de processus de mélanges entre des composants acides et basiques non cogénétiques, les isochrones de roche totale ne peuvent fournir des résultats interprétables de façon univoque. Les datations ont donc été effectuées sur minéraux séparés, plusieurs couples isotopiques ont été analysés pour esquisser une approche thermochronologique (fig. 25).

1 - Stades de haute température

Les mesures U-Pb sur zircon livrent, pour tous les granites Mg-K, l'âge de plus haute T, qui correspond à celui du début de la cristallisation. Sur la base de la morphologie des zircons (Pupin, 1980), la température de liquidus est estimée de l'ordre de 800 ± 50 °C (fig. 24).

Dans le groupe de Calvi, les monzogranites de Calvi sont datés à 335 ± 2 Ma par EPZ ; 337 ± 1 Ma par la méthode U-Pb par dissolution sur zircon (Ménot *et al.*, 1996). L'intrusion de granite leucocrate de Porto Agro est datée à 335 ± 2 Ma par EPZ (Rossi et Cocherie, 1995), 338 ± 2 Ma par la méthode U-Pb par dissolution sur zircon (Ménot *et al.*, 1996). La monzonite quartzique « type monolithe » de l'unité d'Aregno est datée à 344 ± 2 Ma par EPZ.

La mise en place des intrusions du groupe de Calvi est donc intervenue dans un laps de temps d'environ 10 Ma, avec une polarité de l'Est vers l'Ouest, en accord avec les observations de terrain.

Dans le groupe d'Île-Rousse, l'intrusion des granitoïdes alumineux, qui n'appartiennent pas à l'association Mg-K mais dont la mise en place est concomitante, est datée par la méthode U-Pb par dissolution sur zircon pour la granodiorite de Corbara à 345 ± 1 Ma (Ménot *et al.*, 1996), à 332 ± 5 Ma (SHRIMP) et à $344,7 \pm 5,1$ Ma sur monazite (MSE) ; la fermeture du système isotopique de la monazite interviendrait pour $T^{\circ}\text{C} < 690 \pm 40$ (Dahl, 1997) (fig. annexe, Cocherie et Albarède, 2000).

Les monzogranodiorites du Capo a u Cavallo sont datés à 339 ± 2 Ma par EPZ et à 347 ± 2 Ma par la méthode U-Pb par dissolution sur zircon (Ménot *et al.*, 1996). D. Laporte *et al.* (1991) estiment les conditions du solidus des magmas Mg-K du groupe d'Île-Rousse à $P = 0,4 \pm 0,05$ GPa pour $T = 700$ °C.

2 - Stades de moyenne température

Le passage sous l'isotherme $T^{\circ}\text{C} \approx 450 \pm 50$ est enregistré par le couple Rb-Sr et/ou K-Ar dans la biotite. L'analyse Rb-Sr sur biotite-roche totale de la monzonite quartzique « type monolithe » de l'unité d'Aregno donne 343 ± 4 Ma et sur le couple biotite-roche totale du monzogranite de Calvi : 332 ± 3 Ma.

Les âges sur zircon et biotite étant très proches, bien que la température de fermeture des systèmes isotopiques considérés de ces minéraux soit différente ($\Delta \sim 400$ °C), ceci signifie que le refroidissement du magma et l'exhumation se sont effectués très rapidement après la mise en place des magmas. Cette conclusion est en contradiction avec l'hypothèse selon laquelle le refroidissement des magmas Mg-K serait intervenu durant plusieurs dizaines de Ma (Rossi *et al.*, 1988). Le laps de temps enregistré entre la fermeture des systèmes de basse température, entre l'Est et l'Ouest des intrusions du groupe de Calvi, étant d'au plus de 10 Ma, il ne semble pas y avoir eu de hiatus majeur entre leur mise en place et leur refroidissement. La vitesse de refroidissement semble même avoir été plus rapide que 30 °C/Ma pour la moyenne des massifs granitiques (Hunziker *et al.*, 1992).

Un contexte de mise en place semblable de granites U1 associés à un socle métamorphique de haut degré, ainsi que des conditions et des vitesses d'exhumation comparables, ont été décrites dans le massif des Vosges entre 345 et 340 Ma (Schaltegger *et al.*, 1996).

Structure et mise en place des intrusions U1

La forme de caisson en plan des intrusions suggère que la structure des plutons peut être assimilée à celle de feuilletés et/ou d'ellipsoïdes parfois

boudinés, tronqués à leurs extrémités, et allongés selon une direction méridienne. Le socle métamorphique encaissant est affecté par la même direction d'élongation que les feuilletés granitiques, la foliation magmatique des granitoïdes est parallèle à celle de la foliation mylonitique des gneiss encaissants. Les panneaux de socle dilacérés, cloisonnant certaines intrusions, peuvent être interprétés comme des écrans « screens » ou des « roof-pendants ». Des zones de déformation ductile se sont développées dans le socle E2 dans les conditions du faciès amphibolite. L'intrusion des plutons Mg-K en Corse occidentale s'est déroulée dans un environnement transpressif avec une forte composante en raccourcissement (Laporte *et al.*, 1991).

Les reliques de panneaux de socle métamorphique E2 se trouvant surtout situés au sein du groupe d'intrusions d'Île-Rousse-Cargèse, son niveau de mise en place pourrait ainsi apparaître plus profond que celui du groupe de Calvi. Une polarité dans la profondeur de mise en place des intrusions U1 est ainsi suggérée (fig. 5), plus profondes à l'Est et au Sud et plus superficielles au Nord-Ouest.

Structure et mise en place des intrusions U2

L'extension crustale post-épaississement se poursuit avec la dénudation des granitoïdes U1. Mise en place de l'association volcano-plutonique composite U2 (magmas acides et basiques ne sont pas cogénétiques), entre 305 et 285 Ma pour les granitoïdes, tandis que les roches basiques, de chimisme tholéitique continuent de se mettre en place en même temps que le magmatisme métallumineux (daté à 290 Ma) et alcalin U3.

En surface, les dépôts sont caractérisés par l'accumulation de formations à dominante grés-conglomératique alternant avec des horizons volcaniques et volcano-sédimentaires qui se mettent en place dans des bassins de type graben (bassin d'Osani). En certains secteurs, les granitoïdes sont intrusifs dans les éjectats volcaniques.

L'activité magmatique se poursuit au Permien moyen, sans hiatus chronologique, par la mise en place du magmatisme U3 au sein d'appareils volcano-plutoniques (Porto, Evisa, Monte Cinto, ...).

L'influence alpine n'est pas directement analysable dans le périmètre de la feuille en dehors de couloirs de déformation, comme celui que l'on peut observer au Nord du complexe de Porto, où les roches du groupe de Girolata-Bussaglia sont, dans leur ensemble, affectées par une déformation cataclastique intense, datée paléocène (58 ± 6 Ma) par la méthode U-Th-Pb sur des thorianites provenant de la déstabilisation de bordures de monazites dont le cœur est daté à 337 ± 4 Ma (annexe).

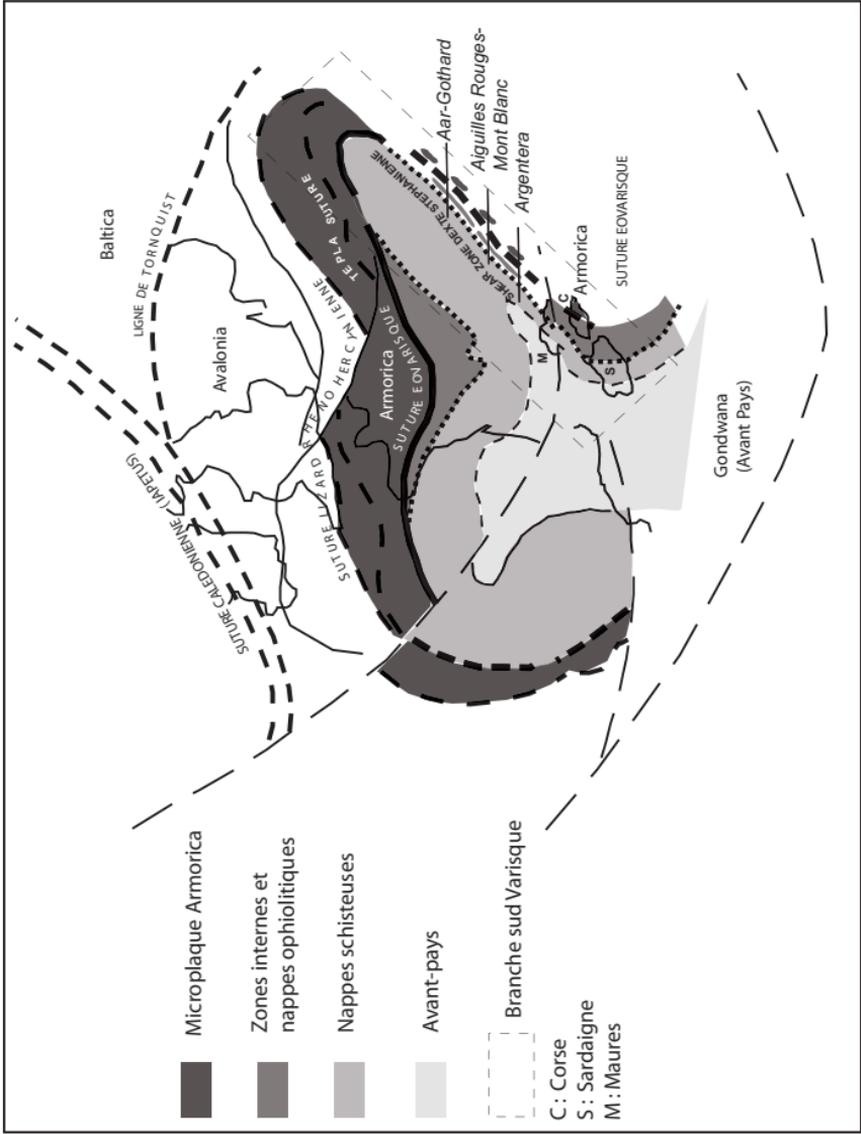


Fig. 25 - Localisation de la suture sud varisque (SSV) dans la branche méridionale de l'orogène varisque, (modifié d'après Matte, 2001). En trait noir plein : suture sud varisque (Sud de la plaque Armorica). En pointillés : chevauchement des nappes internes sur le parautochtone de Gondwana

La plupart des datations K-Ar en roche totale effectuées sur les volcanites du Cinto livrent des aussi des âges éocènes qui correspondent à la mise en place des nappes de Schistes lustrés : 34 ± 3 Ma pour les pyroclastites inférieures ; 55 ± 2 Ma pour les pyroclastites supérieures (Cozzupoli *et al.*, 1986) ; 56-68 Ma pour les ignimbrites (Baubron *in* Vellutini, 1977).

SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE

L'organisation des différentes sutures et des microplaques au sein de l'orogène varisque est maintenant relativement bien documentée en Europe occidentale. En revanche, il n'en est pas de même pour le secteur « alpin » de la branche varisque méridionale (BVM) : Alpes – Maures – Corse – Sardaigne – (Calabre – Kabylie), dont une partie a été morcelée et/ou a en partie disparu lors de l'ouverture de l'océan liguro-piémontais, puis de la collision alpine et enfin de l'ouverture des bassins arrière-arc en Méditerranée. On se référera ci-après (fig. 25) au schéma général proposé par P. Matte (2001) et on identifiera les blocs de la partie orientale du microcontinent Armorica, ou de la marge de Gondwana, qui pourraient être conservés dans le secteur Alpes-Sardaigne de la suture éovarisque, dans une zone où les décrochements dextres ont une amplitude de plusieurs centaines de kilomètres au Stéphanio-Permien (Bard, 1997). Les pièces du puzzle de la BVM, en position orientale par rapport au poinçon gondwanien, doivent être replacées dans leur position anté-Permien pour permettre d'y retrouver une logique structurale.

Architecture générale des blocs de la BVM

I - Les zones externes

Les zones à cachet externe de la BVM sont caractérisées par la présence de formations paléozoïques, non à peu métamorphiques, d'âge cambro-ordovicien à dévonien surmontant :

- soit des micaschistes panafricains, contenant parfois des niveaux de metabasaltes polydéformés en climat de métamorphisme de faible degré ;
- soit des métasédiments turbiditiques rapportées au Vendien ; ces formations maintenant dispersées peuvent avoir pour origine Gondwana ou Armorica.

Dans les **Alpes Externes**, ces formations faiblement métamorphiques se retrouvent dans le massif du Gothard (Mercoli *et al.*, 1994) ainsi qu'au Mont Pourri dans le Grand Saint-Bernard, en Vanoise (Guillot *et al.*, 1991) ou dans la partie externe de Belledonne. Ils sont considérés comme l'équivalent des micaschistes des Cévennes ou des Schistes de Villé dans les Vosges. Une particularité des Massifs Cristallins Externes est la présence du complexe ophiolitique de Chamrousse dans la partie sud-ouest du massif de Belledonne. Cette ophiolite datée vers 500 Ma (Menot *et al.*,

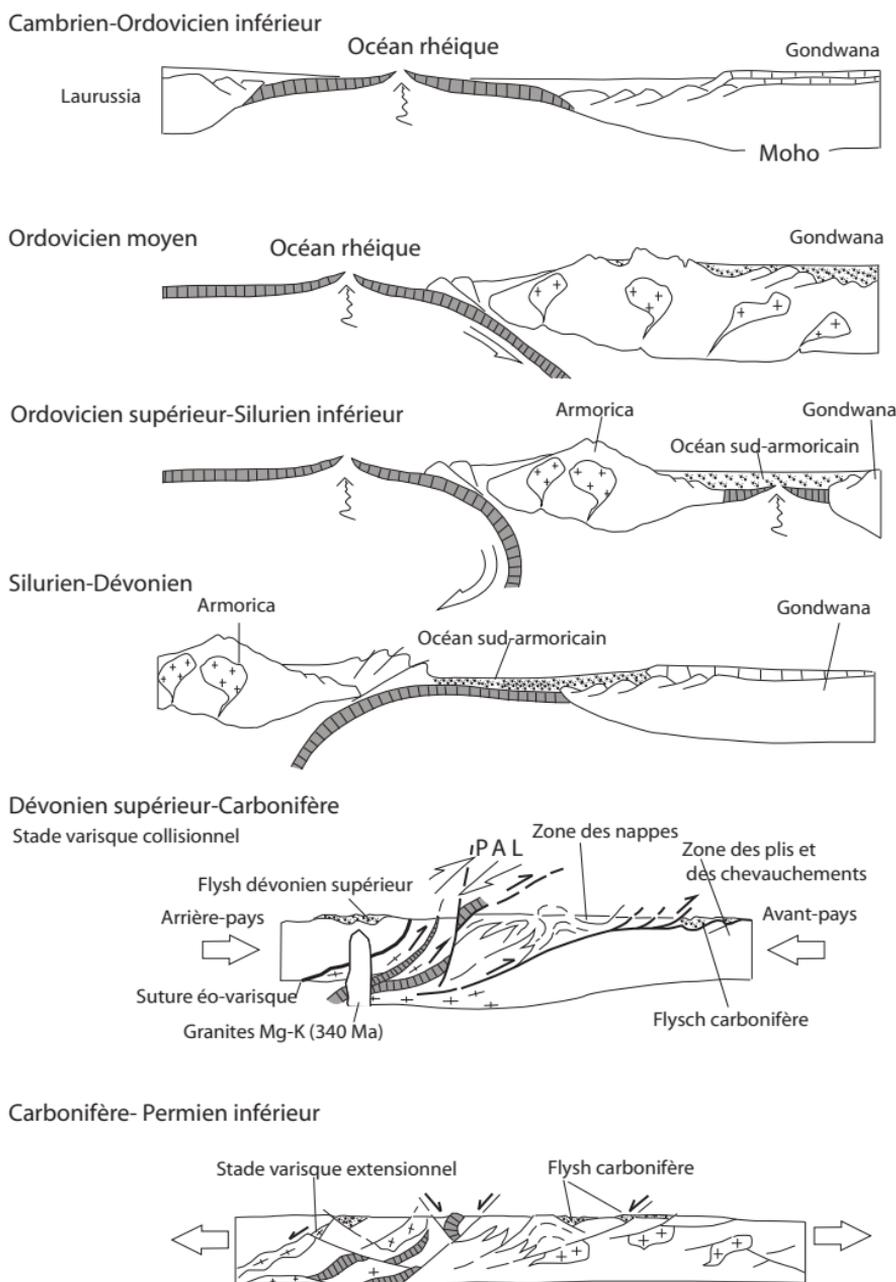


Fig. 26 - Schéma de l'évolution géodynamique du bloc corso-sarde.
 Cambrien-Ordovicien inférieur : ouverture de l'océan rhéique entre Laurussia et Gondwana.
 Ordovicien moyen. Subduction de la croûte océanique de l'océan rhéique sous la marge continentale septentrionale de Gondwana et volcanisme associé de type andin en Sardaigne.
 Ordovicien supérieur-Silurien inférieur : ouverture arrière arc et rifting de la marge septentrionale de Gondwana, ouverture de l'océan sud armoricain.
 Silurien-Dévonien. La subduction de l'océan sud armoricain sous Armorica conduit à la formation d'une collision possiblement oblique et d'un prisme orogénique au Dévonien supérieur-Carbonifère inférieur.
 Dévonien supérieur-Carbonifère : la collision entre Armorica et Gondwana se déroule entre le dépôt des formations du Tournaisien inférieur (vers 360 Ma) et la mise en place du plutonisme Mg-K autour de 340 Ma.
 Carbonifère-Permien inférieur : mise en place du batholithe pendant l'extension varisque

1988) et qui a échappé au métamorphisme de subduction est interprétée comme un témoin précoce de l'ouverture de l'océan Rhéique entre Avalonia et Armorica (fig. 26). Cette ophiolite sera obductée tardivement sur le bloc Armorica au cours du Carbonifère inférieur.

Le domaine oriental des Massifs Cristallins Externes qui correspond à la partie centrale des massifs de l'Oisans et du Mont Blanc (Guillot *et al.*, 2007) a lui aussi enregistré le rifting ordovicien mais sur la marge continentale de Gondwana. Ce rifting est marqué par la présence d'orthoogneiss cambro-ordoviens datés à 489 ± 22 Ma et de metabasites. Ces massifs seront impliqués plus précocement dans la collision varisque par la mise en place d'une unité éclogitique, équivalente à l'Unité Supérieure des Gneiss du Massif central, sur les métasédiments gondwaniens au cours du Dévonien moyen. Ainsi, ces massifs peuvent être considérés comme appartenant à la marge passive de Gondwana impliquée précocement dans la collision entre Armorica et Gondwana qui donnera naissance à la suture éovarisque. En **Corse**, au Nord-Est de l'île (région de Galeria et du Tenda) affleurent des micaschistes à niveaux de metabasites néoprotérozoïques (E-MORB), polydéformés, à métamorphisme de faible degré. Le protolite grésopélitique des micaschistes, qui renferme une population de zircons détritiques de $2,3 \pm 0,1$ Ga, a été alimenté par le démantèlement d'un socle paléoprotérozoïque. Ces micaschistes néoprotérozoïques sont surmontés en discordance (près de Galeria) par des conglomérats d'âge Ordovicien supérieur suivis de shales d'âge Ashgill surmontés par des diamictites glacio-marines attribués à l'Ordovicien terminal puis des lydiennes à graptolites du Silurien moyen (Barca *et al.*, 1996). La série se poursuit par des formations de faciès Culm d'âge Dévonien supérieur. Sur la base de la sédimentation dévonienne qui montre une différence marquée avec celle de la Sardaigne mais une similitude avec celle de la région des Sudètes en Bohême, ces formations de Corse sont rapportées à Armorica (Rossi *et al.*, 2009).

Les **Maures** occidentales (Bellot, 2005) sont caractérisées par un métamorphisme nul à faible. On y trouve un ensemble de micaschistes (phyllades) et localement de métalaves (presqu'île de Giens, unité de Fenouillet) polydéformés en climat de faible grade surmontés par des formations paléozoïques : quartzites, conglomérats et formations volcano-sédimentaires (unités du Cap Sicié) ainsi que des métapélites, quartzites, calcschistes et des quartzites massifs (à graptolites), des schistes graphiteux et des calcaires du Silurien moyen (unité de Maurettes). L'analyse de zircons détritiques des micaschistes polydéformés de la presqu'île de Giens indique que la majorité de l'alimentation détritique la plus récente (50 % de la population) a un âge néoprotérozoïque supérieur de 584 ± 7 Ma tandis qu'ont été identifiés d'autres âges néoprotérozoïques, paléoprotérozoïques et archéens, caractéristiques des événements qui ont affecté le socle de Gondwana (Rossi *et al.*, 2009). Les faciès des roches paléozoïques des Maures sont comparables à ceux des Pyrénées et de la Montagne Noire, il peut donc être rapporté à la marge nord de Gondwana.

En **Sardaigne** (Carmignani *et al.*, 2001), la zone externe comprend, à partir du Vendien, des formations silicoclastiques grossières devenant plus fines au sommet et qui sont surmontées par une plateforme carbonatée, coiffée de pélites de l'Ordovicien inférieur. Cette succession a été déformée dans des conditions de faible métamorphisme lors de la phase sarde à l'Ordovicien inférieur. Les conglomérats de l'Ordovicien supérieur recouvrent les formations sous-jacentes en discordance. L'analogie du Paléozoïque de la zone externe de Sardaigne (Iglesiente) avec la Montagne Noire permet de rapporter ces formations à la marge de Gondwana.

II - La zone interne

Elle est caractérisée par la présence de formations métamorphiques de haut degré (faciès amphibolite à granulite), et même par la présence de reliques éclogitiques. Les formations juxtaposées au sein de chaque panneau ont pu chacune subir des événements tectonométamorphiques différents pendant le Paléozoïque inférieur, jusqu'au Dévonien, mais leur histoire est devenue commune à partir du Carbonifère inférieur. Au sein des différents éléments de la BVM, apparaissent des unités de HP qui peuvent être corrélées par leur lithologie, leur déformation et leur degré de métamorphisme. On retrouve, dans certaines, des caractères communs aux Unités Inférieure et Supérieure des Gneiss définies dans le Massif central.

Dans la zone orientale des **Alpes Externes**, on distingue :

- un domaine oriental qui comprend la partie est des massifs de l'Argentera, de Belledonne et des Aiguilles Rouges, et la partie interne de l'Oisans et qui correspond à une marge active de l'Ordovicien au Dévonien moyen marqué par la présence de reliques éclogitiques datées à 390 ± 8 Ma et d'une phase de migmatisation importante ;
- un domaine intermédiaire, incluant la partie sud-ouest du massif de Belledonne, les Grandes Rousses, et la partie externe de l'Oisans. Ce domaine a enregistré une évolution orogénique complexe du Dévonien Moyen au Carbonifère inférieur, marqué par un magmatisme d'arc -ou d'arrière arc-développé sur croûte continentale (formation de Rioupéroux-Livet) daté entre 367 ± 17 Ma et 352 ± 56 Ma, des intrusions de granites Mg-K, datés entre 343 ± 16 Ma et 335 ± 13 Ma, des sédiments syn-collision et des volcanites d'âge Viséen. Cette activité magmatique marque la fermeture de l'océan Rhéique par subduction sous la marge nord du bloc Armorica entre le Dévonien moyen et le Carbonifère inférieur ;
- les unités des **Maures** orientales et du Tanneron comprennent des ortho- et paragneiss migmatitiques qui renferment des lentilles d'éclogites à disthène-saphirine dont le protolite s'est mis en place en contexte d'arrière arc ;
- en **Corse**, on peut reconnaître un premier ensemble de formations métasédimentaires à métamorphisme de degré faible à moyen (schiste-vert à

amphibolite ; Zicavo, Topiti) qui n'est pas -ou très faiblement- affectée par l'anatexie. À Zicavo, on peut reconnaître trois ensembles lithologiques distincts, compartimentés par des accidents cisailants : orthogneiss à protolithe alumineux daté à 458 ± 32 Ma, complexe amphibolitique à métaharzburgites et micaschistes. À Topiti, sur la feuille Vico-Cargèse, on trouve des serpentinites à composition de dunite, orthopyroxénite, harzburgite et des metabasaltes océaniques cambro-ordoviciens (E-MORB), qui représentent des équivalents possibles du complexe ophiolitique de Chamrousse.

Un second ensemble de panneaux, à protolite principalement paléozoïque inférieur, comprennent des gneiss (amphibolite à granulite), souvent anatectiques (Belgodère, Porto-Vecchio) renfermant localement des boudins d'éclogites.

Dans le Nord de la Sardaigne, correspondant aux formations de Porto Vecchio en Corse, affleure largement un complexe polymétamorphique anatectique renfermant des amphibolites équilibrées dans des conditions de HT-HMP dans lequel des reliques éclogitiques T-MORB ont été identifiées (Giacomini *et al.*, 2005).

III - Les sutures entre les zones interne et externe

Le Sud du microcontinent Armorica est limité par la suture éovarisque qui passe par la Galice, le Sud de la Bretagne, le Sud de la Bohême et les Alpes, les Maures, la Corse et la Sardaigne. Cette suture qui marque la collision entre Gondwana et Armorica au Silurien supérieur-Dévonien inférieur est marquée dans les Alpes externes par la présence d'une nappe éclogitique qui s'enracine au niveau de Belledonne nord-est et qui chevauche vers le Sud-Est, la zone interne de l'Oisans. Ce premier épisode de collision s'accompagnera d'une forte rétro-morphose des éclogites dans le faciès des amphibolites et par une première phase de migmatisation au Dévonien moyen.

En **Bohême** centrale, après la collision entre le Barrandien (= Armorica) et les nappes de la zone varisque interne (Moldanubien), l'édifice structural est recoupé vers 340 Ma par des intrusions Mg-K (Holub *et al.*, 1997). Dans les **Alpes**, la collision entre les zones interne et externe est scellée par la mise en place des granites Mg-K autour de 340 Ma. Au sein des Alpes, l'obduction de l'ophiolite de Chamrousse vers 324 ± 12 Ma sur le bloc Armorica scelle la fin de ce second épisode de subduction-collision.

En **Corse**, la collision Armorica-Gondwana a pu intervenir à partir du dépôt du Tournaisien inférieur, vers 360 Ma, et est scellée par l'intrusion des granites Mg-K, à 340 Ma.

C'est la présence des granites Mg-K (Bohême, Alpes, Corse) qui nous servira de fil conducteur pour tracer le trajet de la suture éo-varisque sur sa partie orientale.

Dans les **Maures**, une suture est matérialisée par les bandes éclogitiques de l'unité de La Garde Freinet, mélange tectonique qui inclut des roches acides, basiques et ultrabasiques dans une matrice de paragneiss et orthogneiss migmatitiques (partie de lithosphère d'un arrière-arc cambrien). Les péridotites à grenat-spinelle y ont subi un métamorphisme de HP, $P > 2,8 \text{ GPa} / T > 850 \text{ }^\circ\text{C}$. Cette suture peut être considéré comme l'homologue en **Sardaigne** du complexe de grade intermédiaire, de la bande Posada-Asinara, essentiellement métapélitique, formé de micaschistes, paragneiss à disthène \pm staurotide \pm grenat et renfermant des quartzites et des boudins éclogitiques de type N-MORB.

Dans les **Maures** et en **Sardaigne**, ces contacts majeurs qui ne contiennent pas d'intrusions Mg-K marquent le contact des nappes ophiolitiques enracinées dans la suture éovarisque et charriées sur le parautochtone de Gondwana, structuré en plusieurs nappes.

Dans les **Maures**, ces nappes sont constituées notamment par l'unité de Collobrières formée d'un ensemble magmatique bimodal, de marbres et de quartzites ainsi que par l'orthogneiss de Bormes qui témoigne du rifting continental Cambro-Ordovicien.

En **Sardaigne**, ces nappes occupent la partie centro-orientale de l'île et sont constituées par un empilement d'unités à matériel paléozoïque dont l'intensité du métamorphisme croît du Sud vers le Nord. C'est dans cette zone de nappes que l'on trouve de puissantes séquences de formations volcano-sédimentaires, les plus représentatives du volcanisme ordovicien de la BVM, dont on a recherché l'origine au sein d'une marge active, ce point reste toutefois sujet à un débat général dans la chaîne varisque. Les orthogneiss des zones internes sont considérés comme des équivalents plutoniques de ce volcanisme.

IV - Les bassins carbonifère-permien

Dans les Alpes externes, à l'exception du bassin de la Mure, les bassins d'âge Permo-Carbonifère sont de petite taille, allongés selon une direction N30°, parallèle aux décrochements dextres. La sédimentation débute au Westphalien par des grès grossiers avec quelques intercalations houillères. Au cours du Stéphanien, les intercalations charbonneuses deviennent plus abondantes tandis les sédiments sont plus grésopélitiques. Des niveaux de pyroclastites rhyolitiques ou dacitiques sont localement observables, en particulier dans la partie sud des Grandes Rousses.

Dans les **Maures**, les bassins houillers d'âge Carbonifère supérieur du Plan-de-la-Tour et du Reyran comprennent des formations détritiques à conglomérats et arkoses intercalés avec des niveaux pyroclastiques. Les dépôts permien recouvrent en discordance toutes les formations qui les précèdent.

En **Corse**, les bassins du Carbonifère supérieur (Westphalien supérieur-Stéphanien à Osani) sont surtout remplis par des formations conglomératiques, surmontées par un volcanisme andésitique daté à 308 ± 3 Ma, et métamorphisées au contact des dernières intrusions du batholite vers 290 Ma. Des assises détritiques à traces de houille sont connues en lambeaux dispersés autour de la caldeira permienne du Monte Cinto.

En **Sardaigne**, le bassin de San Giorgio (Iglesiente) est la seule région de l'ensemble corso-sarde où le Carbonifère supérieur est paléontologiquement bien daté. Des rhyolites, intercalées dans les strates du bassin de Guardia Pisano (Sud de la Sardaigne), et datées à 297 ± 5 Ma, lui confèrent un âge Permien inférieur (Pittau *et al.*, 2002).

La succession des événements tectonométamorphiques

Dans la BVM, trois épisodes de métamorphisme principaux ont été reconnus.

Le premier épisode est marqué par des reliques écologiques :

– dans les **Alpes** : dans le massif de Belledonne ($P > 1,2 \pm 0,1$ GPa ; $T = 640 \pm 30$ °C), dans les Aiguilles Rouges, en Argentera et dans la partie interne du massif de l'Oisans ($P > 1,2 \pm 0,1$ GPa ; $T = 850 \pm 50$ °C). Ces roches sont datées entre 424 ± 4 Ma et 395 ± 2 Ma avec des protolites datés entre 473 et 453 Ma ;

– dans les Maures (Bellot, 2005) : au sein de l'Unité de La Garde-Freinet, on trouve des lentilles d'éclogites à disthène-saphirine dont le protolite se serait mis en place en contexte d'arrière arc à l'Ordovicien supérieur (452 ± 8 Ma). Notons cependant qu'un contexte de rift serait également en accord avec ce qui est connu dans d'autres secteurs de la chaîne comme le Massif central, notamment. Ces roches ont été métamorphisées dans des conditions de HP ($\sim 1,5-2,5$ GPa) et HT ($\sim 800-950$ °C) au Silurien inférieur vers 431 ± 4 Ma ;

– en **Corse** : les pyrigarnites de Porto-Vecchio (Libourel, 1985 ; Giacomini *et al.*, 2008) qui ont subi un métamorphisme de HP ($P \sim 1,2-1,5$ GPa) et HT ($T \sim 800-900$ °C) ont un protolithe estimé à 466 ± 30 Ma (Rossi *et al.*, 2009). Des âges compris entre 440 ± 12 Ma et 412 ± 32 Ma sont interprétés comme ceux du climax métamorphique. Des niveaux d'orthogneiss alumineux, à protolite cambro-ordovicien, sont accolés aux niveaux métasédimentaires (Porto Vecchio : $463 + 14/-11$ Ma ; Asco : 476 ± 8 Ma). Une phase d'anatexis s'est déroulée entre 350 et 340 Ma durant laquelle est intervenue la rétro-morphose des éclogitoïdes (345 ± 5 Ma à Porto Vecchio) ; à Asco, cet épisode est enregistré vers 337 ± 8 Ma ; c'est durant ce même épisode que se mettent en place les granites Mg-K ;

– en **Sardaigne** : dans le complexe migmatitique septentrional, des reliques éclogitiques T-MORB ont été identifiées ($P \sim 1,3$ GPa ; $T \sim 690-760$ °C) ; l'âge du protolite y est daté Ordovicien supérieur (457 ± 2 Ma), l'âge du métamorphisme étant rapporté au Dévonien inférieur à 403 ± 4 Ma. Dans le golfe d'Aranci (Giacomini *et al.*, 2005), le protolite de reliques éclogitiques a été daté à 460 ± 5 Ma avec un événement thermique à 352 ± 3 Ma, comparable à celui enregistré en Corse.

Le deuxième épisode métamorphique correspond :

– dans les **Alpes** à la mise en place du système de nappes au Viséen, il est caractérisé par un métamorphisme barrovien dans le faciès amphibolite. Ce métamorphisme se manifeste par l'amphibolitisation des éclogites et des roches plutoniques dévoniennes ainsi que par l'apparition dans les métasédiments du massif de Belledonne et dans les Aiguilles Rouges d'une paragenèse à grenat-disthène-staurotide ($P = 0,8 \pm 0,1$ GPa ; $T = 600 \pm 50$ °C) ;

Le troisième événement métamorphique important se produit au Carbonifère supérieur, il est de HT-BP :

– dans les **Alpes** : $P \sim 0,5$ GPa ; $T \sim 700$ °C dans le massif de Belledonne et $P \sim 0,4$ GPa ; $T \sim 800$ °C dans la partie est du massif de l'Oisans. Ce métamorphisme est systématiquement associé à une migmatisation à cordiérite. On retrouve la trace de cet événement dans les **Maures** et en **Sardaigne** ;

– en **Corse** : l'examen de la croûte inférieure kinzigitique varisque, exhumée à l'alpin, montre qu'une anomalie thermique mantellique a engendré un épisode de fusion partielle de très haute température responsable de la production d'un grand volume de magmas basiques et acides, mis en place autour de 300 Ma, et contemporain de l'épisode granulitique tardif de la croûte inférieure (Rossi *et al.*, 2006). Des leucomonzogranites, datés à 297 ± 2 Ma, enclavent, dans le massif du Monte Rotondo (feuille Bastelica), des septums de gneiss anatectiques à grenat + biotite + sillimanite + cordiérite + andalousite dilacérés dans la foliation.

Cette évolution correspond à une décompression contemporaine d'une augmentation progressive de la température, synchrone d'une anatexie généralisée de la croûte continentale.

Évolution de la branche méridionale de la chaîne varisque

Pour bien comprendre l'histoire de la branche varisque méridionale, il est nécessaire de replacer cette partie de la chaîne avant son démembrement au cours du Stéphanio-Permien. Les sédiments grésopélitiques, d'âge néoprotozoïque à cambrien, de la partie occidentale de ces massifs ont les mêmes caractéristiques que les schistes de la Montagne Noire et des Cévennes ; ils sont donc à rattacher à la marge passive nord de Gondwana et sont en position parautochtone. À l'inverse, la zone interne de ces massifs présente toutes les

caractéristiques magmatiques et tectono-métamorphiques de la zone Rhénohercynienne et Moldanubienne et sont à replacer dans la continuité du massif de Bohême (fig. 25).

Il y a environ 500 Ma, l'océan Rhéique commence à s'ouvrir (fig. 26). Ce rifting conduit à l'individualisation de la Laurussia qui se détache de la marge passive du continent Gondwana.

Environ 10 à 20 Ma, la marge nord de Gondwana continue à se disloquer donnant naissance à l'Océan sud-armoricain (ou Médio-Européen) qui va séparer le microcontinent Armorica de la marge nord-gondwanienne. À partir de 420 Ma (Silurien) le rapprochement entre les continents Laurussia et Gondwana s'amorce par la subduction vers le Nord-Ouest, sous le bloc Armorica, de l'Océan Médio-Armoricain. Cette fermeture conduit vers 380 Ma (Dévonien inférieur) à la collision entre Armorica et Gondwana et la formation de la suture éovarisque souligné par les reliques éclogitiques que l'on retrouve en Corse et en Sardaigne ainsi que dans la zone interne des Aiguilles Rouges, de Belledonne, de l'Oisans et des Maures.

Cette première phase de subduction-collision est relayée pendant tout le Dévonien supérieur et le Carbonifère inférieur par la fermeture de l'océan Rhéique sur la marge nord de l'Armorica.

La collision qui s'en suit au cours du Viséen, entre 340 et 320 Ma, est marquée par une tectonique tangentielle vers l'Ouest qui s'accompagne d'un métamorphisme de MP-MT et la mise en place des granites Mg-K et de roches mafiques ultrapotassiques qui forment une longue guirlande de plutons, s'étendant sur près de 1 500 km, au sein d'une étroite zone de décrochement senestre d'échelle crustale. Cette zone peut être suivie depuis la Corse jusqu'à la Bohême (fig. 25).

Le Carbonifère supérieur est tout d'abord marqué par une phase d'extension de direction SE-NW au Westphalien et Stéphalien inférieur puis de direction NE-SW au Stéphano-Permien accompagné de la réactivation en cisaillement dextre des décrochements viséens. Cette phase de décrochement dextre qui pourrait être liée à l'ouverture de la Paléo-Téthys, vers l'Est, se poursuit tout au long du Permien et conduit aux déplacements vers le Sud-Est sur près de 800 km (fig. 25) de la partie orientale de la zone de collision entre Laurussia et Gondwana.

Les formations panafricaines E1 et leur couverture paléozoïque inférieur ont certainement dû avoir une large extension comme en témoigne la répartition des « roches brunes » au sein du batholite, en particulier dans sa partie orientale, mais la séquence paléozoïque ne demeure conservée que dans la zone où

l'érosion postérieure au permo-carbonifère est demeurée moindre, c'est-à-dire au Nord de la ligne Porto-Francardo (fig. 22).

Les Gneiss de Belgodere faisant partie des unités varisques internes corsardes, cela conduit à l'hypothèse que les micaschistes panafricains et leur couverture paléozoïque ont constitué une unité tectonique supérieure, provenant de l'arrière-pays varisque (situé au Nord-Est dans le canevas actuel de la chaîne, déduit du déversement vers le Sud-Ouest des nappes varisques de la Sardaigne) dont le complexe E2 est la plus haute.

Le magmatisme U1 scellerait donc le rapprochement précoce des socles E1 et E2. Ainsi, par rapport à ces intrusions U1, les Gneiss de Belgodere occupent une position d'infrastructure tandis que les micaschistes E1 se trouvent en position de superstructure, ce qui est en accord avec la disposition cartographique.

Des formations comparables à celles de l'Argentella comprenant un socle E1 et sa couverture demeurent observables dans la zone qui s'étend entre Galeria et Porto. Ces formations ont certainement dû avoir une extension beaucoup plus large comme en témoigne la large répartition des « roches brunes » au sein du batholite et en particulier dans sa partie orientale, mais la séquence paléozoïque ne demeure conservée que dans la zone où l'érosion postérieure au permo-carbonifère est demeurée moindre, c'est-à-dire au Nord de la ligne Porto-Ponte Leccia (fig. 22).

Quelles que soient les modalités tectoniques envisagées, le phénomène s'est produit entre le dépôt du Tournaisien inférieur (vers 360 Ma) de Capitello (Krylatov et Mamet, 1966) et les premières intrusions du complexe de Calvi autour de 345 Ma.

L'extension crustale post-épaississement voit la dénudation des granitoïdes U1 et la mise en place de l'association volcano-plutonique calco-alkaline composite U2. En surface, les dépôts sont caractérisés par l'accumulation de formations à dominante gréso-conglomératique alternant avec des horizons volcano-sédimentaires qui se mettent en place dans des bassins de type graben, tel le bassin de Mausoleo.

L'activité magmatique s'achève durant le Permien inférieur avec la mise en place du magmatisme U3 au sein d'appareils volcano-plutoniques (Porto, Evisa, Monte Cinto, ...).

L'association volcano-plutonique calco-alkaline composite U2 constitue un épisode dont les termes plutoniques sont largement exprimés en Corse comme en Sardaigne, les reliques de formations volcaniques associées étant aujourd'hui réduites à l'affleurement par suite des effets de l'érosion.

Les intrusions granitiques et mafiques U2 se mettent en place dans l'encaissant métamorphique et dans les granitoïdes U1 qui jouent le rôle d'un socle (Rossi, 1986) ou encore dans des unités U2 plus anciennes ou au sein même de leur propres éjectats volcaniques. Le dispositif structural peut donc être reconstitué selon le schéma suivant : les formations volcaniques calco-alcalines représentent un étage supérieur (supra- socle et granites U1 Mg-K), les intrusions granitiques et mafiques U2, l'étage inférieur (infra-U1), les filons calco-alcalins représentant dans cette hypothèse les dykes d'alimentation faisant correspondre les plutons U2 et les volcanites calco-alcalines correspondantes (premier cycle de Vellutini, 1977). Les conditions et la profondeur de mise en place peuvent être estimées dans le massif du Tenda de l'ordre de 0,1 GPa, correspondant à une profondeur de l'ordre de 3 km. Dans la partie occidentale du désert des Agriates (Tenda), des granodiorites et des leucomonzogranites sont intrusifs dans les formations volcano-sédimentaires à des profondeurs de l'ordre du millier de mètres, ou moindres encore.

Les séries sédimentaires déposées durant la mise en place du batholite témoignent de l'importance des phénomènes d'érosion qui se déroulaient en surface. Ainsi la série conglomératique (« wesphalienne ») de Solche dans les Agriates (feuille Saint-Florent) comporte des conglomérats remaniant les granites U1 en galets et métamorphisés par les granites U2. Ces observations permettent d'estimer que dans un laps de temps d'une quarantaine de millions d'années, entre 340 et 300 Ma, une dizaine de kilomètres d'épaisseur de terrains ont été décapés par l'érosion.

Durant le Permien inférieur, existe en Corse un continuum chronologique et structural d'intrusion entre les divers magmas calco-alcalins U2 et alcalins U3 mis en place autour de 290 Ma. La genèse et la mise en place des granites U3 se déroule au sein d'une croûte en cours d'amincissement (Rossi *et al.*, 1991). La fusion d'une croûte granulitique « dégranitisée », déjà sollicitée lors de la production des magmas calco-alcalins U2 est donc naturellement envisageable comme source -au moins partielle- des granites alcalins U3 corses. Ce magmatisme alcalin n'apparaît ainsi donc en aucune manière « étranger », aussi bien du point de vue génétique que structural, à celui qui le précède immédiatement dans le temps. Les caractères géochimiques des magmas produits tout au long de l'histoire batholitique indiquent en effet que les sources sollicitées avaient de nombreux caractères communs.

La mise en place des granites U3 de type « A », non découplée de celle des granites U2, apparaît bien symptomatique d'un environnement de rift (Vellutini, 1977 ; Bonin, 1980). Le début de l'histoire de la riftogenèse ne coïncide pas strictement avec la mise en place des granites U3 et a dû débiter bien auparavant. En effet, la mise en place, synchrone avec celle des granites U2 et U3, de corps mafiques-ultramafiques tholéitiques, ainsi que la simultanéité d'un

volcanisme bimodal acide-basique associé est symptomatique d'une phase d'amincissement crustal d'âge carbonifère supérieur-permien inférieur.

Aucune discontinuité majeure n'apparaît donc à la limite entre Stéphanien et Permien à l'instar de ce qui est connu dans le bassin de Graissessac dans l'Hérault où il y a continuité de sédimentation entre Stéphanien et Autunien (Becq-Giraudon et Van den Driessche, 1993). Les bassins permo-carbonifères de la chaîne hercynienne sont ainsi interprétés comme le résultat d'une extension post-épaississement, induite par l'effondrement gravitaire d'une croûte préalablement épaissie.

Une centaine de millions d'années va séparer la mise en place des complexes U3 et l'ouverture de l'océan ligure au Jurassique.

Âge et nature de la croûte profonde varisque

Au sein de la BVM, la nature de la croûte continentale inférieure de la chaîne hercynienne peut être appréhendée sur la marge téthysienne (Zone d'Ivrée dans les Alpes, Corse, Calabre), là où l'amincissement crustal, puis les tectoniques cénozoïques, ont permis son exhumation, à l'instar de ce que l'on connaît aujourd'hui dans le Golfe de Gascogne. Les métasédiments ont des compositions de graywackes et de shales métamorphisés dans des conditions de P et T estimées à $P = 0,8-1,4$ GPa, $T = 900-1\ 000$ °C (Libourel, 1988). L'étude des zircons détritiques révèle que les sédiments proviennent du socle de Gondwana, puis ont été enfouis vers 400 Ma. Les magmatismes du Cambrien inférieur et de l'Ordovicien inférieur figurent parmi les principales sources d'alimentation. L'âge et l'intensité des recristallisations métamorphiques successives enregistrées par les zircons des métasédiments en base de croûte sont en bonne correspondance avec les événements tectonométamorphiques documentés dans la croûte supérieure entre 400 et 200 Ma, dont notamment le climax métamorphique tardi-hercynien vers 290 Ma (Rossi *et al.*, 2006 ; Micheletti *et al.*, 2007).

C'est la fusion de métasédiments de ce type qui est principalement à l'origine des magmas granitiques varisques, les conditions de fusion (température, pression d'eau, interaction avec des magmas basiques) rendant compte de la variété des magmas produits au cours de l'orogénèse mais aussi de leurs caractères communs.

Les magmatismes pré-orogéniques cambriens et ordoviciens

On retrouve surtout en Sardaigne la trace de l'intense activité magmatique du Paléozoïque inférieur, avec semble-t-il, deux maxima au Cambrien inférieur et à l'Ordovicien inférieur, essentiellement sous la forme d'orthogneiss ou de « porphyroïdes » dans le Massif central, le Massif armoricain, la zone axiale des Pyrénées. Le paléoenvironnement du magmatisme ordovicien reste encore

débatu entre celui d'un arc et celui d'un rift. Dans certaines formations métavolcaniques acides, celle de l'Olla de Sapo en Espagne, ou des « porphyroïdes » en Vendée, la grande quantité de zircons panafricains et plus anciens hérités révèle la nature crustale du protolite ainsi que la rapidité de la fusion qui suggère un mécanisme de sous-plaquage dans un environnement de rift.

Le magmatisme

Dans la Branche Varisque Méridionale (BVM), depuis la Bohême (pluton de Bohême centrale) en passant par les Vosges (granite des Crêtes), les Alpes (Aar, Lauzière ...) et jusqu'en Corse, se met en place un magmatisme métalumineux magnésio-potassique (Mg-K), caractérisé par l'association de roches ultrapotassiques (vaugnérîtes, durbachites..) et de monzonites quartziques-monzogranites. L'intrusion de ces magmas Mg-K se déroule dans un intervalle de temps assez bref, autour de 340 Ma, au sein de la branche est de la suture sud varisque (limite sud-est du microcontinent Armorica).

La période tardi à post collisionnelle (Carbonifère supérieur : 320-290 Ma) se traduit par des phénomènes de désépaississement crustal. Le retour à une épaisseur de croûte normale est essentiellement accommodé par une tectonique en extension et contemporain du jeu de grands décrochements. À la même époque se produit une remontée des isothermes due au sous-plaquage de magmas basiques en base de croûte.

Dans le Massif central et la BVM, une anomalie thermique mantellique se développe pendant l'évolution tardive de la chaîne Varisque. Elle a engendré un épisode de fusion partielle de très haute température responsable de la production d'un grand volume de magmas comme c'est le cas pour les granites alumineux à cordiérite du dôme du Velay, mis en place autour de 300 Ma, et contemporain de l'épisode granitique tardif de la croûte inférieure (climax thermique).

Dans la BVM, se mettent en place entre 310 et 290 Ma, des granites métalumineux à biotite ± amphibole : granites du Mont Blanc, *p.p.* des Massifs Cristallins Externes, du batholite de Corse et de la cordillère catalane. À ces intrusions correspondaient en surface d'importants appareils volcaniques depuis lors érodés et dont il ne reste plus que quelques témoins comme dans l'Esterel ou en Corse. Dans les Pyrénées et en Corse, entre 305 et 285 Ma, les intrusions granitiques sont accompagnées, par l'injection, à différents niveaux crustaux, de basaltes tholéiitiques sous la forme de complexes stratifiés cumulatifs basiques à ultrabasiques, de stocks, d'enclaves, de filons doléritiques et d'appareils volcaniques (Pic du Midi d'Ossau). La composition des magmas parents est celle de tholéiites variablement enrichies, issues de la fusion d'un manteau sous-

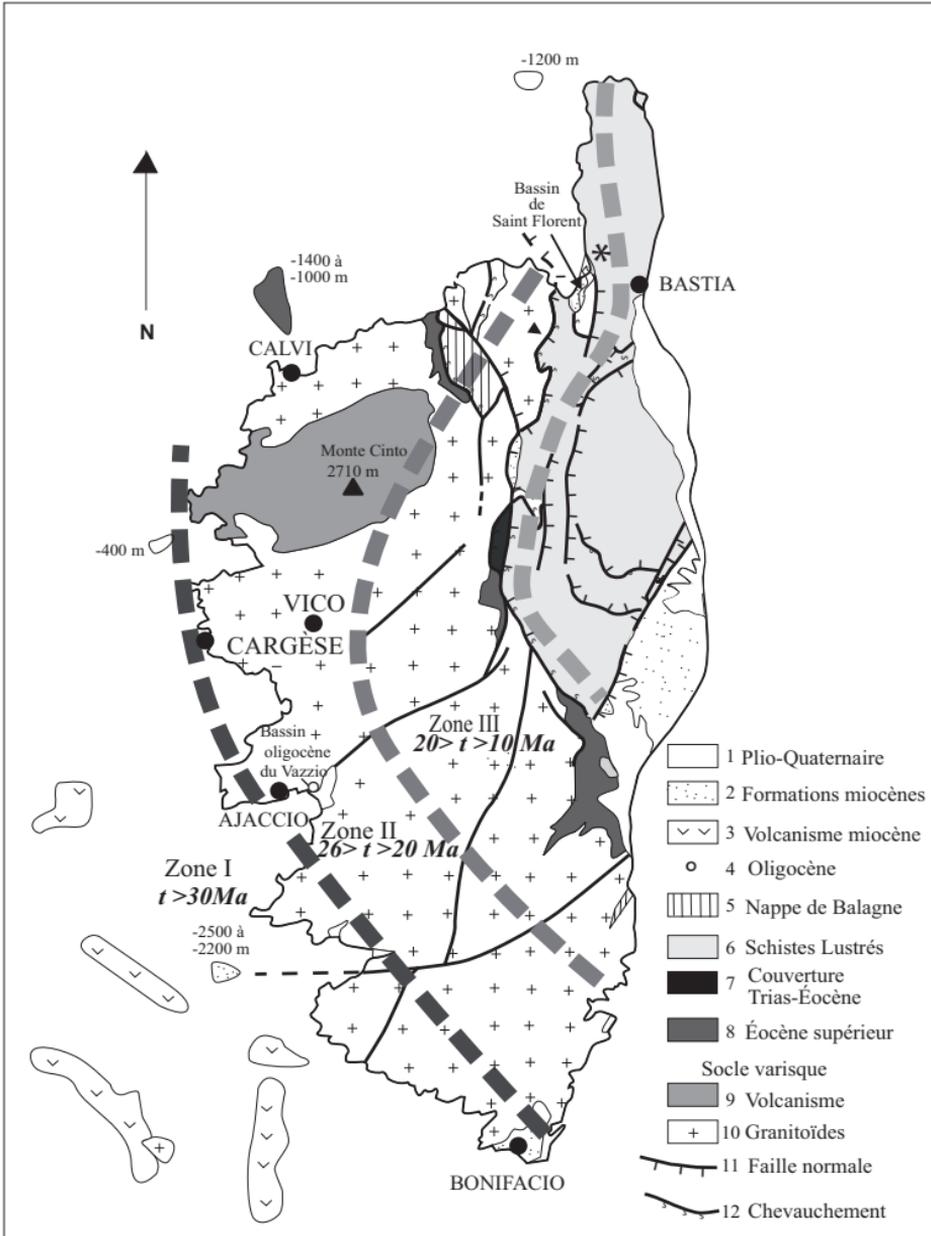


Fig. 27 - Carte structurale de la Corse, montrant la distribution des âges TF sur apatites (Jakni et al., 2000)

continental hétérogène, dont la composition correspond à celle d'une lherzolite à spinelle ou amphibole sans grenat.

Au sein du batholite corso-sarde, au Permien inférieur (autour de 290 Ma), la mise en place de larges plutons de leucomonzogranites métalumineux s'accompagne d'une phase de métamorphisme de HT BP donnant des gneiss à sillimanite-cordiérite-grenat. Au cours de cet épisode, se produit l'intrusion des fameux granites perthitiques « alcalins » de Corse (288 ± 2 Ma), dont l'origine reste débattue entre la différenciation de basaltes alcalins ou tholéiitiques ou bien celle de magmas formés par fusion partielle anhydre à haute température de la croûte inférieure.

La grande abondance des granitoïdes *s.l.* constitue un trait caractéristique majeur de la chaîne varisque, qui semble refléter la combinaison de deux facteurs particulièrement favorables à la production de magmas intra-crustaux : d'une part, la très large prépondérance, à tous les niveaux structuraux, de lithologies métasédimentaires fertiles (métagreywackes, métapélites), et d'autre part la mise en œuvre de processus thermo-tectoniques permettant d'établir un flux thermique élevé. L'épaississement crustal par empilement d'unités tectoniques a assurément joué un rôle, notamment en accumulant des matériaux supracrustaux riches en éléments radioactifs producteurs de chaleur (K, Th, U) et en permettant l'introduction de fluides libérés lors du métamorphisme prograde des séries sédimentaires sous-charriées. Toutefois, la présence ubiquiste de magmas basiques indique que la remontée de matériaux mantelliques très chauds à des niveaux relativement superficiels a causé un apport thermique important. On peut tenir cette advection de chaleur d'origine mantellique pour responsable majeur de la différenciation intracrustale en un niveau inférieur à caractère restititque et cumulatif et un niveau supérieur riche en granitoïdes qui clôtura l'orogénèse varisque.

GÉODYNAMIQUE RÉCENTE

La Corse qui se situe géologiquement dans le prolongement méridional des Alpes occidentales s'en est éloignée à la faveur de l'ouverture du bassin algéro-provençal. La position du « microcontinent » corso-sarde, au cœur du golfe de Gênes, résulte, de sa rotation (une trentaine de degrés) dans le sens anti-horaire. Ce déplacement s'est effectué pendant le Miocène inférieur (22-18 Ma), à partir de sa position d'origine : l'ancien « continent pyrénéo-corso-sarde » (Argand, 1924). Il est donc nécessaire de rétablir cette position anté-miocène pour obtenir l'organisation structurale et les directions géométriques primitives que l'on pourra comparer à celles des Maures et des Pyrénées à la même époque.

La datation, par traces de fission sur apatites (fig. 27), du passage sous l'isotherme 120-60 °C (Jakni *et al.*, 2000) met en évidence une zonation

remarquable qui révèle une exhumation oligo-miocène et un rajeunissement du Sud-Ouest vers le Nord-Est de l'île. Deux événements thermiques majeurs sont ainsi datés respectivement de 26-20 Ma et de 18-10 Ma. Ces événements correspondent à des refroidissements rapides et des dénudations en liaison d'une part avec le rifting oligocène liguro-provençal, et d'autre part avec l'extension tyrrhénienne miocène.

Les données de comparaisons de nivellement (Lenotre *et al.*, 1996) mettent en évidence la présence d'un axe antiformal subméridien NNE-SSW d'Ajaccio au col de Verghjo.

La zone d'Ajaccio, qui semble en surrection maximale d'après les nivellements, est aussi celle où sont localisés des épïcêtres d'intensité inférieure ou égale à 5 (Ferrandini *et al.*, 1994).

Le secteur situé sur le flanc ouest de la ligne Ajaccio-Col de Verghjo est actuellement en élévation et subit un gauchissement selon des axes qui remontent la région de Verghjo par rapport à Porto (ESE-WNW) et celle du golfe de Sagone par rapport à celle de Piana (NNW-SSE).

GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT

RESSOURCES EN EAU

Données climatiques

La situation géographique de la Corse, confère à l'île un climat de type méditerranéen. L'importance et la forte variabilité de son relief provoquent cependant des variations locales de ce contexte climatique général, allant même jusqu'à créer des conditions de climat de type alpin en altitude.

La feuille de Vico-Cargèse présente une évolution du relief relativement marquée entre le bord de mer à l'Ouest et des sommets atteignant 2 327 m (Punta Artica) au Nord-Est. Ceci implique une forte variabilité de la pluviométrie qui est de l'ordre de 500 à 1 000 mm par an jusqu'à 500 m et qui peut atteindre 1 500 mm en altitude. Le régime de précipitations typiquement méditerranéen se traduit par des précipitations irrégulières pouvant être brutales et intenses.

Les températures présentent aussi des variations importantes, puisqu'elles vont de 15 °C en bordure littorale à moins de 7 °C au dessus de 1 000 m en moyenne annuelle. L'ensoleillement est très important (peut atteindre plus de 2 700 h sur l'année) et les vents sont parfois très violents puisqu'ils peuvent dépasser les 100 km/h.

Hydrographie

Sur la feuille de Vico-Cargèse, le réseau hydrographique est essentiellement représenté par des cours d'eau à régime torrentiel, qui s'écoulent d'Est en Ouest pour déboucher en mer. Ce sont, du Nord au Sud, le Porto et les gorges de Spelunca, le Chiuni et la Sagone, qui drainent les deux tiers nord-ouest de la feuille. Ces rivières présentent des débits moyens modérés (de l'ordre de 1 m³/s pour le Porto par exemple), mais ils peuvent donner lieu à de fortes crues soudaines (145 m³/s mesurés en novembre 2000 sur le Porto). Le Liamone, qui draine le tiers restant du territoire de la feuille et se jette dans la mer au Sud de sa limite, est le fleuve le plus important de ce secteur (débit moyen annuel de l'ordre de 8,5 m³/s -lame d'eau annuelle de 850 mm- au niveau du pont de Truggia, commune d'Arbori. Ces différents cours d'eau alimentent, au niveau de leur exutoire, des zones alluviales d'importance variable qui représentent parfois des ressources en eau souterraine intéressantes (cas du Chiuni par exemple).

Hydrogéologie

Sur le plan hydrogéologique, l'essentiel des affleurements de la feuille est constitué de formations granitiques de différentes natures. Ces formations peuvent être le siège de circulations aquifères d'importance inégale en fonction de leur degré de fissuration et d'altération. La principale entité hydrogéologique présente sur cette feuille est celle dite de la Corse ancienne granitique (619a), avec sur un petit quart nord-ouest, une partie de l'entité volcanique du Cinto (619b).

En superposition à ce système granitique, on trouve quelques domaines aquifères poreux de très faible extension, mais bien individualisés, correspondant à des dépôts alluviaux récents dans le cours inférieur des rivières comme le Chiuni (377a) ou la Sagone (377b).

Ces nappes d'alluvions sont directement alimentées par les cours d'eau et donc sensibles à la pollution de ces derniers qui comportent, sur leur bassin versant, des villages dont l'assainissement mériterait d'être revu en regard d'une surpopulation saisonnière et d'une surexploitation estivale.

Corse ancienne volcanique du Cinto (système 619b)

Seule une petite partie de ce système est présent dans le périmètre de la présente feuille, l'essentiel se trouvant sur la feuille de Galeria-Osani. Sur la feuille de Vico, il concerne essentiellement les secteurs du golfe de Porto et le complexe rhyolitique de Piana – Ota.

Dans ce type de formations, des circulations d'eau souterraine peuvent exister dans les secteurs altérés (arènes) et dans les zones fracturées. Les zones arénisées sont susceptibles d'avoir un effet capacitif dont l'importance dépend de l'épaisseur de l'horizon d'altération, mais aussi de la topographie. Les hétérogénéités de la roche (filons de quartz et de roches basiques) et la fracturation sont susceptibles de jouer un rôle de drain ou de barrage selon les cas et influencer la productivité des aquifères.

Bien que l'on puisse considérer ces formations comme perméables en grand, il est très difficile de caractériser précisément la géométrie des réservoirs et d'affirmer qu'il y ait une continuité de la ressource sur l'ensemble du système.

Peu de recherches d'eau souterraine ont été entreprises dans ce secteur et aucun forage n'est recensé à l'heure actuelle. Un certain nombre de prises d'eau captent les écoulements des ruisseaux en surface.

Corse ancienne granitique (système 619a)

Cette entité, qui couvre la quasi-totalité de la partie occidentale de la Corse, est présente sur la totalité de la feuille au Sud et à l'Est de l'entité 619b. Constituée de roches granitiques du socle hercynien affectées d'une fracturation d'intensité variable, elle présente des épaisseurs d'horizons altérés importantes. Les conditions de mise en place de l'eau souterraine sont similaires à celles décrites pour les formations du Cinto.

Sur l'ensemble du territoire corse, cette entité contient une ressource en eau exploitée de manière relativement importante, tant par le captage des sources que l'on y trouve que par l'intermédiaire de forages. Sur le territoire de la feuille de Vico, on y recense un total de 44 forages et puits de profondeur généralement comprise entre 35 et 80 m, mais dont les plus profonds peuvent atteindre 150 m. Le niveau statique est généralement proche de la surface, mais il peut se trouver jusqu'à 20 m de profondeur. Les débits exploités au niveau de ces forages sont généralement compris entre 1 et 5 m³/h, les plus productifs ne dépassant pas 10 m³/h.

Un total de 76 sources captées ou non sont aussi recensées dans la partie montagneuse de la feuille, dont 2 sont thermominérales, les sources de Caldanella et de Guagno-les-Bains. Ces sources témoignent de l'existence d'une ressource en eau souterraine non négligeable bien que difficile à caractériser.

Domaine alluvial du Chiuni (système 377a)

Avant de se jeter dans le golfe qui porte son nom, le Chiuni traverse un secteur long de 3 à 4 km, constitué d'alluvions sablo-graveleuses à passages argileux et dont l'épaisseur peut atteindre 10 m. Ce secteur contient un aquifère de 1,5 km² de superficie et dont les modestes réserves sont estimées entre 0,6 et 0,8 Mm³.

Il est exploité de manière assez intensive, notamment pour l'alimentation en eau de Cargèse (0,43 Mm³/an de prélèvements connus à des débits de 10 à 40 m³/h). Il est alimenté par la rivière et par les écoulements en provenance des formations de l'entité 619a qui constitue son encaissant. Il présente une perméabilité de l'ordre de $1,5 \cdot 10^{-4}$ m/s, pour une porosité de l'ordre de 5 % et le niveau statique se situe autour de 2 sous la surface du sol et présente une faible fluctuation naturelle. Il est enfin sensible à la sécheresse et à la pollution et contient une eau de type bicarbonaté calcique et peu minéralisée. Une petite dizaine de puits et forages sont recensés sur cette entité dont la profondeur maximale atteint 30 m.

Domaine alluvial de Sagone (système 377b)

La Sagone se jette dans le golfe qui porte son nom, après avoir traversé un secteur long de 4 km, constitué d'alluvions sablo-graveleuses de plus en plus limoneuses vers l'aval et à passages argileux. Son épaisseur peut atteindre 20 m dans sa partie amont. Ce secteur contient un aquifère relativement intéressant sur une superficie totale de 2 km², dont les réserves sont estimées entre 1,5 et 2 Mm³. Relativement peu exploité (0,18 Mm³/an de prélèvements connus), l'aquifère est alimenté par la rivière et par les écoulements en provenance des formations du système 619a qui constitue son encaissant. Il présente une perméabilité intéressante de l'ordre de $1,5 \cdot 10^{-3}$ m/s, pour une porosité de l'ordre de 5 % et le niveau statique se situe autour de 2 sous la surface du sol et présente une faible fluctuation naturelle. Libre dans sa partie amont, il serait captif à semi-captif vers l'estuaire. Il est enfin sensible à la sécheresse et à la pollution et contient une eau de type bicarbonaté sodique, avec une teneur en fer et manganèse importante nécessitant un traitement pour l'alimentation en eau potable. Quelques puits et forages sont recensés sur cette entité, dont la profondeur maximale ne dépasse pas 20 m et dont les débits sont compris entre 10 et 40 m³/h.

Eaux thermo-minérales (Dominici, 1992)

Sources de Caldarella

Situé sur la commune de Vico, à 10 km au Nord-Est de Sagone en rive gauche de la rivière, 500 m à l'aval de sa confluence avec le ruisseau de Juane Rangu, cet ensemble de deux sources fut exploité en établissement thermal dans le passé. Les eaux sont de nature sulfurée sodique à forte teneur en H₂S et à faible dégagement gazeux. Leur température se situe entre 20 et 35 °C pour un débit total de l'ordre de 15 l/min. Les monzogranites et granodiorites recoupés de filons d'orientation N50 constituent le réservoir de ces sources.

Sources de Guagno-les-bains

Situées sur la commune de Poggiolo, au milieu du hameau de Guagno-les-Bains, à 2 km à l'Est du village de Poggiolo, apparaissent deux sources, dont l'une (Venturino) est exploitée en établissement thermal et l'autre (Goccia) pas. Les eaux sont de nature sulfurée sodique, leur température se situe entre 33 et 49 °C

pour un débit total de l'ordre de 50 l/min. Le granite à biotite alcalin de la Punta di Sirenese et le granite monzonitique constituent le réservoir de ces sources circulant à grande profondeur et présentant un âge de l'ordre de 6 000 ans.

Les sources thermominérales de Guagno et Caldanella se placent sur un train d'accidents E-W qui affectent régionalement le socle entre le golfe de Chiuni et Guagno. La source de Caldanella, qui sourd dans le cours de la rivière de Sagone, est située sur un accident E-W souligné localement par des cataclasites. Les caractéristiques des eaux thermales sont données dans le tableau ci-dessous (Berthier *et al.*, 1980).

Émergence	Thermes de Guagno	Source de Goccia	Caldanella
Coordonnées	X = 541 750 Y = 207 600	X = 541 025 Y = 207 475	X = 529 500 Y = 205 275
Caractères de l'émergence	artésien	captage	captage
Débit (l/mn)	50	2	10
Date du prélèvement			
Température extérieure (°C)	18	19	20
Température de l'eau (°C)	49	31	31,5
Aspect	limpide	limpide	limpide
Odeur	légèrement sulfureuse	forte odeur H ₂ S	presque nulle
Saveur	peu salée et amère		légèrement salée et amère
Résidu sec à 110 °C (g/l)	0,329	0,268	0,425
CO ₂ H (mg/l)	36,6	36,6	36,6
Résistivité à 18 °C (Ohms/cm)	2 270	-	1 690
T.A.S. (mé/l)	0,2	0,20	0,2
T.A.C. (mé/l)	0,6	0,60	0,6
TH °	0°75	1°7	1°4
Degré sulfhydrométrique	5°08	1°54	1°09
pH	8,6	8,5	8,5
Cl (mg/l)	56,8	49,7	81,65
SO ₄ (mg/l)	56,8	44,4	105,6
Ca (mg/l)	2,8	6,4	4,8
Mg (mg/l)	0,2	0,243	0,486
K (mg/l)	3,1	2,9	5,7
Na (mg/l)	81	63	117
Fe total (mg/l)	0,05	-	0,06
SiO ₂ (mg/l)	75	61	62,5
Radioactivité eau brute			
²²⁶ Ra (pCi/l)	1	-	-
Th nat. (µg/l)	7	-	-
Radioactivité eau filtrée			
Activité bêta totale (pCi)	0,5	-	-
T. estimée du réservoir (°C)	125	-	115
Âge de l'eau (¹⁴ C) (ans)	6 260 ± 350	-	9 685 ± 550

Tabl. 2 - Analyse chimique des eaux thermales de Guagno, Goccia et Caldanella

SUBSTANCES UTILES, CARRIÈRES

D'anciennes exploitations ont été effectuées sur le granite rouge de Porto et le granite à riébeckite d'Evisa (Carrière de u Castagnolu).

GÎTES ET INDICES MINÉRAUX

Revinda-Marignana

Depuis le golfe de Chiuni, au Nord de Cargèse, jusqu'à l'Est de Marignana, sont regroupés tout un ensemble d'indices de sulfures qui se disposent dans une bande de terrain, orientée WSW-ENE, de 20 km de long sur 1 à 2 km de large. Elle est localisée sur un train d'accidents qui affectent la zone de contact entre les intrusions U1 et U2. À l'instar de ce que l'on connaît ailleurs, comme dans le secteur de l'Umbertacciu, ce contact est fréquemment souligné par des concentrations d'amphibole et des plaquages de pyrite. Le secteur de Prunelli est le plus important de ce district.

Les gîtes de Prunelli (lieu-dit Livida Male) se trouvent en rive droite du torrent de Sulleoni, sur la commune de Marignana, dans le secteur de coordonnées Lambert IV : X = 525 150, Y = 210 050, Z = 610 ; n° inventaire national : 1113-5x-4001.

À Prunelli (Geffroy *et al.*, 1955 ; Boissonnas, 1979), plusieurs amas sont encaissés dans les granites U1 magnésio-potassiques porphyroïdes, cinq amas ont fait l'objet de recherches. Le granite environnant les amas minéralisés est rubéfié, parcouru de filonnets de quartz E-W. L'amas principal (amas Thérèse) s'allonge selon une direction E-W observable sur 15 m environ, sa puissance atteint 1,5 m ; il semble limité dans les deux sens par deux plans de fracture méridiens. Cet amas a été reconnu sur une profondeur de 30 m environ. Une fracturation N 130 à N 150 tardive affecte l'ensemble du corps minéralisé et de son encaissant.

Dans la partie supérieure du gisement, en allant du granite encaissant vers le cœur de l'amas, on rencontre successivement : quelques mètres de granite très rubéfié à nombreuses mouches de chlorite, puis une roche vert foncé où les anciens macrocristaux de feldspath, ainsi que de la hornblende, demeurent encore identifiables, mais toutefois verdis, et enfin des roches siliceuses et sombres au cœur. Dans la galerie, ouverte 15 m sous les travaux principaux,affleure une leucodiorite quartzique à amphibole-biotite, équigranulaire, claire et à grain moyen. Au contact de l'amas, la leucodiorite est altérée : les plagioclases (ol-and) sont albitisés et séricitisés, titanite et épidote accompagnant les assemblages néoformés de biotite et de hornblende, le spinelle est rare.

Le granite vert est constitué par des résidus de feldspath potassique, dans un fond d'altérite métasomatique très siliceuse, constituée d'agrégats de quartz et de biotite brun-vert (souvent chloritisée) mais non déformée sous forme de rosettes. Dans les plages néoformées à quartz, feldspath potassique, biotite (chlorite), on trouve du grenat spessartine et du spinelle vert ferrique (précoce par rapport au grenat). En outre, on rencontre de l'apatite en gros grains

émoussés, de la fluorite, de l'épidote et des sulfures. Ces derniers moulent le grenat et sont donc plus tardifs. La séquence d'apparition des minéraux peut être résumée ainsi : spinelle vert, spessartite, magnétite, scheelite, molybdénite, chlorite, sphalérite, marmatite à démixion de chalcopyrite, chalcopyrite, galène (\pm pyrite) ; la molybdénite est tardive et ubiquiste. Le Bi est fréquent (aïkinite, cosalite, emplectite).

Les archives de l'exploitation minière (Gauthier, 1993) indiquent que la teneur moyenne de l'amas principal était de : Cu 7 %, Zn 10 % avec 200 g d'Ag à la tonne de tout venant. Les travaux ont été concédés en 1903 sur 285 ha non renoncés, ils ont porté sur cinq amas (attaques à ciel ouvert, galeries, descenderies, travers-bancs), la production totale a été de de 600 t de Cu.

Un second indice a fait l'objet de travaux de reconnaissance à Gradi, à proximité du Capu a e Macenule. On accédait à l'indice de Gradi par un chemin muletier pavé impressionnant dont la visite, outre la vue sur le Golfe de Porto, vaut aujourd'hui, à elle-seule, le détour. À l'extrémité du chemin, on peut observer plusieurs affleurements minéralisés localisés à proximité de la crête. La minéralisation à Pb, Zn, Fe est riche en Ag (1,7 à 2 kg à la tonne de plomb).

Cet indice est, lui aussi, situé dans les granites Mg-K U1 à proximité du contact avec des microgranites U2 calco-alcalins.

Vistale

La cassitérite se rencontre au sein d'amas pegmatitiques en nids dans le granite rouge de Porto avec de la fluorite associée. En prospection alluvionnaire, la concentration dans les ruisseaux de la région au Sud de Piana est de 0,1 g à 0,300 g pour 10 litres de graviers tamisés. La cassitérite est de teinte miel à acajou sombre parfois rutile ou gris corindon. Dans les concentrés de batée, on trouve aussi : zircon, anatase, xénotime (?) et monazite.

Lozzi-Chioni

Vico SE ; X = 518 à 521, Y = 203 à 206. Dans une zone siliceuse broyée et chloritisée dans granite mylonitique, on trouve l'association minérale : pyrite, marcassite, chalcopyrite accompagnée d'altérations à chalcopite, autunite, uranotile, renardite, gummite, lunarite, malachite, azurite (note CEA n° 128, 1955 ; archives CEA mission Corse, 1957).

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

ITINÉRAIRES GÉOLOGIQUES

Se référer au guide géologique « Corse » Masson éd.

BIBLIOGRAPHIE

- AUTRAN A., DEBÉGLIA N., EDEL J.-B., VIGNERESSE J.-L. (1994) - Gravity and magnetic expression of terranes in France and their correlation with overstep sequences. *in*: Pre-Mesozoic terranes in France and correlative areas J.D. Keppie ed., Springer Verlag, p. 49-72.
- BARCA S., DURAND-DELGA M., ROSSI PH., STORCH P. (1996) - Les micaschistes panafricains de Corse et leur couverture paléozoïque : leur interprétation au sein de l'orogène varisque sud-européen. *C. R. Acad. Sci., Paris*, t. 322, série IIa, p. 981-989.
- BARD J.P. (1997) - Démembrement anté-mésozoïque de la chaîne varisque d'Europe occidentale et d'Afrique du Nord : rôle essentiel des grands décrochements transpressifs dextres accompagnant la rotation translation horaire de l'Afrique durant le Stéphanien. *C. R. Acad. Sci., Paris*, IIa, 324, p. 693-704.
- BAUDELLOT S., DURAND-DELGA M., MIROUSE R., PERRET M.F., TAUGOURDEAU-LANTZ J. (1981) - Le Dévonien de Galeria en Corse septentrionale, sa datation et sa place dans le cadre de la Méditerranée occidentale. *C. R. Acad. Sci., Paris*, 292, II, p. 347-354.
- BELLOT J.-P. (2005) - The Palaeozoic evolution of the Maures massif (France) and its potential correlation with others areas of the Variscan belt: a review. *Journal of the Virtual Explorer*, Electronic Edition, ISSN 1441-8142, vol. 19, p. 4.
- BECQ-GIRAUDON J.-F., VAN DEN DRIESSCHE J. (1994) - Continuité de sédimentation entre le stéphanien et l'Autunien dans le bassin de Graissac-Lodève (Sud du Massif central) : implications tectoniques. *C. R. Acad. Sci., Paris*, t. 292, série II, p. 939-945.
- BERTHIER F., DEMANGE J., DESPLAN A. (1980) - Étude préliminaire des ressources géothermiques de la Corse. Rapport BRGM 80 SGN784 GTH, 56 p.
- BODENHAUSEN J.W.A. (1955) - Géologie de la région au Nord du golfe de Porto (Corse). Thèse, *Geologisch Instituut. Mededeling* n° 222, Univ. Amsterdam, 98 p.
- BOISSONNAS J. - Gisements sulfurés d'âge permien dans les granites du Nord-Ouest de la Corse. Rapport BRGM 79 RDM 062 FE, 17 p.

- BONIN B. (1972) - Le complexe granitique subvolcanique de la région de Tolla-Cauro (Corse). Thèse doct. 3^e cycle, Univ. Paris VI. *Lab. géol. ENS* n° 7, 127 p.
- BONIN B. (1980) - Les complexes acides alcalins anorogéniques continentaux : l'exemple de la Corse. Thèse Doct. Sciences, Univ. Paris VI, 779 p.
- BONIN B. (1988) - Peralkaline granites in Corsica: some petrological and geochemical constraints. *Rend. Soc. Ital. Mineral. Petrol.*, 43, p. 281-306.
- BONIN B. (1990) - From orogenic to anorogenic settings: evolution of granitoid suites after major orogenesis. *Geol. Journal*, 25, p. 261-270.
- BONIN B., AZZOUNI-SEKKAL A., BUSSY F., FERRAG S. (1998) - Alkali-calcic and alkaline post-orogenic (PO) granite magmatism: petrologic constraints and geodynamic settings. In: J.P. Liégeois (Editor), Post-Collisional Magmatism, An issue in honour to Professor Russell Black, *Lithos*, 45, p. 45-70.
- BONIN B., GRELOU-ORSINI C., VIALETTE Y. (1978) - Age, origin and evolution of the anorogenic complex of Evisa (Corsica): a K-Li-Rb-Sr study. *Contr. Mineral. Petrol.*, 65, p. 425-432.
- BONIN B., PLATEVOET B. (1988) - Interactions solide-fluide et phénomènes de fénitisation dans le magmatisme alcalin de Corse. L'exemple de l'association du Vieux Pont d'Ota. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (8), t. IV, n° 4, p. 571-578.
- BOULOTON J., GONCALVES P., PIN C. (1998) - Le pointement de péridotite à grenat-spinelle de la Crix-Valmer (Maures centrales) : un cumulat d'affinité océanique impliqué dans la subduction éohercynienne ? *C. R. Acad. Sci, Paris*, 326, p. 473-477.
- BRIQUET J. (1910) - Prodrôme de la flore corse. Vol. 1. H. Georg, Genève.
- CABALLERO Y., LACHASSAGNE P. (2003) - Évaluation de la ressource en eau des aquifères de socle des roches granitiques de Corse. Rapport de fin des phases 1 et 2 du projet : synthèse documentaire, choix des forages expérimentaux. BRGM/RP-52669-FR. 44 p, 11 fig., 2 tab., 2 ann.
- CABANIS B., COCHEMÉ J.-J., VELLUTINI P.-J., JORON J.-L., TREUIL M. (1990) - Post-collisional Permian volcanism in northwestern Corsica: an assesment based on mineralogy and trace-element geochemistry. *J. Volc. Geoth. Research*, 44, p. 51-67.
- CABY R., JACOB C. (2000) - La transition croûte-manteau dans la nappe de Santa-Lucia-di-Mercurio (Corse alpine) : les racines d'un rift permien. *Géologie de la France*, 1, p. 21-34.
- CARMIGNANI L. (coord.), OGGIANO G., BARCA S., CONTI P., SALVADORI I., ELTRUDIS A., FUNEDDA A., PASCI S. (2001) - Geologia della Sardegna. Memorie descrittive della Carta geologica d'Italia, v. IX, 283 p.
- CLEMENS J.D., HOLLOWAY J.R., WHITE A.J.R. (1986) - Origin of A-type granite: Experimental constrains. *Am. Mineral.*, 71, p. 317-324.

- COCHERIE A. (1984) - Interaction manteau-croûte : son rôle dans la genèse d'associations plutoniques calco-alkalines, contraintes géochimiques (éléments en traces et isotopes du strontium et de l'oxygène). Thèse Doct. D'État, Univ. de Rennes I, 245 p. *Doc. BRGM n° 90*.
- COCHERIE A., ALBARÈDE F. (2001) - An improved U-Th-Pb age calculation for electron microprobe dating of monazite. *Geochemica et Cosmochemica Acta*, 65, 24, p. 4509-4522.
- COCHERIE A., BE MEZEME E., LEGENDRE O., FANNING M., FAURE M., ROSSI P. (2005) - Electron microprobe dating as a tool for understanding closure of U-Th-Pb system in monazite from migmatite. *American Mineralogist*, 90, p. 607-618.
- COCHERIE A., GUERROT C., ROSSI Ph. (1992) - Single zircon dating by stepwise Pb evaporation: comparison with other geochronological techniques applied to the Hercynian granites of Corsica. *Chem. Geol., Isotope geosc. sect.*, 101, p. 131-141.
- COCHERIE A., LEGENDRE O. (2007) - Potential minerals for determining U-Th-Pb chemical age using electron microprobe. *Lithos*, 93, p. 288-309.
- COCHERIE A., LEGENDRE O., PEUCAT J.J., KOUAMELAN A.N. (1998) - Geochronology of polygenetic monazites constrained by in situ electron microprobe Th-U-total Pb determination: Implications for lead behaviour in monazite. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 62, p. 2475-2497.
- COCHERIE A., ROSSI Ph. (1994) - Characterization and evolution of mafic magmatism in the late orogenic Variscan batholith of Corsica. *Mineralogical Magazine*, vol. 58A, p. 181-182.
- COCHERIE A., ROSSI Ph., FANNING C.M., GUERROT C. (2005) - Comparative use of TIMS and SHRIMP for U-Pb zircon dating of A-type granites and mafic tholeiitic layered complexes and dykes from the Corsican Batholith (France). *Lithos*, 82, p. 185-219.
- COCHERIE A., ROSSI Ph., FOUILLAC A.M., VIDAL Ph. (1994) - Crust and mantle contributions to granite genesis. An example from the Variscan batholith of Corsica studied by trace element and Nd-Sr-O isotope systematics. *Chem. Geol., isotope geoscience sect.*, 115, p. 173-211.
- COLLINS W.J., BEAMS S.D., WHITE A.J., CHAPPELL B.W. (1992) - Nature and origin of A-type granites with particular reference to Southern Australia. *Contr. Mineral. Petrol.*, 80, p. 189-200.
- COCIRTA C., MICHON G. (1987) - Évolution des magmas basiques à l'origine des enclaves microgrenues sombres des granitoïdes de Sardaigne. *C. R. Acad. Sci., Paris*, t. 305, p. 1085-1091.
- CONCHON O. (1975) - Les formations quaternaires de type continental en Corse orientale. Thèse doct. Sci., Univ. Paris VI, 757 p.
- CONCHON O. (1985) - Nouvelles observations sur les formations glaciaires quaternaires en Corse. *Bull. Ass. Fr. Et. Quatern.*, 1, p. 5-11.

- CORTESOGNO L., DALLAGIOVANA G., VANNUCCI R., VANOSI M. (1988) - Volcanisme, sédimentation et tectonique pendant le Permo-Carbonifère en Briançonnais ligure : une revue. *Eclogae geol. Helv.*, vol. 81, 2, p. 487-510.
- CORTESOGNO L., GAGGERO L., OGGIANO G., PAQUETTE J.L. (2004) - Ophioliti, 29 (2), p. 125-144.
- COZZUPOLI D., GERBASI G., NEGRETTI G., NICOLETTI M., PETRUCCIANI C. (1986) - Notizie preliminari di indagini geocronologiche K-Ar su vulcaniti e granitoidi di presunta età permiana della Corsica settentrionale. *Rend. Soc. Ital. Mineral. Petrol.*, 41, p. 335-346.
- DAHL P.S. (1997) - A crystal-chemical basis for Pb retention and fission-track annealing systematics in U-bearing minerals, with implication for geochronology. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 150, p. 277-290.
- DALLAGIOVANNA G., GAGGERO L., MAINO M., SENO S., TIEPOLO M. (2009) - U-Pb zircon ages for post-Variscan volcanism in the Ligurian Alps (Northern Italy). *J. Geol. Soc. London*, 166, p. 101-114.
- DANISIK M., KUHLEMANN M., DUNKL I., SZEKELY B., FRISCH W. (2007) - Burial and exhumation of Corsica (France) in the light of fission track data. *Tectonics*, vol. 26, TC1001, doi:10.1029/2005TC001938.
- DEBON F., LEMMET M. (1999) - Evolution of Mg/Fe ratios in late variscan plutonic rocks from the External crystalline massifs of the Alps. *J. Petrol.*, 40, 7, p. 1151-1185.
- DEBON F., GUERROT C., MÉNOT R.P., VIVIER G., COCHERIE A. (1998) - Late variscan granites of the Belledonne massif (French western Alps) an Early viscan plutonism. *Schweiz. Mineral. Petrol. Mitt.*, 78, p. 68-85.
- DEBON F., LEFORT P. (1983) - A chemical-mineral classification of common plutonic rocks and associations. *Trans. R. Soc. Edinburgh: Earth Sci.*, 73 (for 1992), p. 135-149.
- DEPRAT J. (1906) - Étude des roches éruptives sodiques de Corse. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, n° 114, Fr., t. XVII, p. 39-95.
- DEPRAT J. (1907) - Étude des roches éruptives carbonifères et permienes du Nord-Ouest de la Corse. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, n° 117, t. XVII, p. 279-393.
- DEPRAT J. (1908) - Feuille de Vico à 1/80 000 (262). *Serv. carte géol. Fr.*
- DI PISA A., GATTIGLIO M., OGGIANO G. (1992) - Pre-hercynian activity in the nappe zone (internal and external) of Sardinia: evidence of two within plate basaltic cycles. *IGCP 276, Newsletter*, v. 5, p. 107-116.
- DOMINICI R. (1989) - Synthèse hydrogéologique de la Corse. Rapport BRGM R 30150 CSC 4S 89.
- DOMINICI R. (1992) - Eaux thermales et eaux minérales de Corse. Rapport BRGM R 1050 CSC 4S 92, 75 p.

- DURAND-DELGA M., ROSSI Ph. (1991) - La Corse *in* : les massifs anciens de la France, p. 310-336, coordinateur A. Piqué, *Sci. Géol. Bull.*, 44, p. 3-4, Strasbourg.
- Durand-Delga M. et coll. (1978) - La Corse. *Guides géol. rég.*, 297 p., Masson, Paris.
- DUTT A. (1955) - Contribution à l'étude pétrographique et pétrologique des roches ignées de la région entre Porto et Galéria (Corse). Thèse, Univ. Paris.
- EBY G.N. (1992) - Chemical subdivision of the A-type granitoids. Petrogenetic and tectonic implications. *Geology*, 20, p. 641- 644.
- EDEL J.B., MONTIGNY R., THUIZAT R. (1981) - Late Paleozoic rotations of Corsica and Sardinia: new evidence from paleomagnetic and K-Ar studies. *Tectonophysics*, 79, p. 201-203.
- EGEBERG A.T., BONIN B., SØRENSEN H. (1993) - The Bonifatto peralkaline granites (NW Corsica): a possible case of evolution through volatile transfer. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, t. 164, n° 5, p. 739-758.
- FAURE M., LELOIX C., ROIG J.-Y. (1997) - L'évolution polycyclique de la chaîne hercynienne. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 6, p. 695-705.
- FERRANDINI J., BETHOUX N., GAUTHIER A., FRÉCHET J., THOUVENOT F., FONTAINE C. (1994) - Première tentative d'étude sismotectonique de la Corse à partir d'un réseau sismologique régional et de la campagne SISBALIG II. *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 319, série II, p. 705-712.
- FERRÉ E. (1989) - Le plutonisme magnésio-potassique carbonifère de Corse occidentale (France). Pétrographie, minéralogie et géochimie. Thèse doct. Univ. P. Sabatier, Toulouse, 241 p.
- FERRÉ E. (1989) - Les gneiss à cordiérite-grenat-orthoamphibole de Topiti (Corse occidentale, France). *C. R. Acad. Sci., Paris*, t. 309, p. 893-898.
- FERRÉ E.C, LEAKE B.E. (2001) - Geodynamic significance of early orogenic high-K crustal and mantle melts: example of the Corsica batholith. *Lithos*, 59, p. 47-67.
- FOLEY S.F, VENTURELLI G, GREEN D.H., TOSCANI L. (1987) - The ultrapotassic rocks: characteristics, classification, and constrains in genetic models. *Earth Sciences Reviews*, 24, p. 81-134.
- FUMEY-HUMBERT F., MÉNOT R.P., ORSINI J.B. (1986) - Mise en évidence d'un magmatisme filonien original d'âge permien inférieur en Balagne (Corse du Nord-Ouest). *C. R. Acad. Sci., Paris*, série D, 303, p. 1105- 1110.
- GAUTHIER A. (1993) - Les mines de cuivre en Corse : contribution à l'histoire de leur exploitation. Cahiers Corsica 152-156, 64 p. (ISBN-2-85279153-6).
- GEFFROY J., LE GOFF P., ROUTHIER P. (1955) - Sur deux indices à molybdénite et scheelite en Corse occidentale. *C. R. Acad. Sci., Paris*, t. 240, p. 547.

- GELMINI R. (1985) - A palaeogeographical reconstruction of the Permo-Triassic circum-Thyrrhenian area. *Bull. Soc. Geol. It.*, 104, p. 561-564.
- GIACOMINI F., BOMPAROLA R.M., GHEZZO C. (2005) - Petrology and geochronology of metabasites with eclogite facies relics from NE Sardinia: constraints for the Palaeozoic evolution of Southern Europe. *Lithos* 82, p. 221-248.
- GIACOMINI F., DALLAI L., CARMINATI E., TIEPOLO M., GHEZZO C. (2008) - Exhumation of a Variscan orogenic complex: insights into the composite granulitic-amphibolitic metamorphic basement of south-east Corsica (France). *J. Metamorphic Geol.*, 26, p. 403-436.
- GIRET A., BONIN B., LEGER J.-M. (1980) - Amphibole compositional trends in oversaturated and undersaturated alkaline plutonic ring complexes. *Can. Mineral.*, 18, p. 481-495.
- GUILLOT F., LIEGEOIS J.-P., FABRE J. (1991) - Des granophyres du Cambrien terminal dans le Mont Pourri (Vanoise, zone Briançonnaise): première datation U/Pb sur zircon d'un socle des zones internes des Alpes françaises. *C. R. Acad. Sci., Paris*, 313, série II, p. 239-244.
- GUILLOT S., DI PAOLA S., MÉNOT R.P., LEDRU P., SPALLA M.I., GOSSO G., SCHWARTZ S. (2008) - Two Variscan suture zones in the External Crystalline Massifs of Western Alps and the importance of the dextral ECMs shear zone for Palaeozoic reconstruction (submitted to *Intern. J. Earth Sciences*).
- Hamann F. (1969) - Étude des filons et de leur encaissant dans la région de Porto – Girolata (Corse nord-occidentale). Thèse de 3^e cycle, Univ. Nancy, xx p.
- HEETWELD H. (1980) - Activités minières en Corse, essai de synthèse. Rapp. BRGM 80 RDM 003 FE.
- HOLUB F.V., COCHERIE A., ROSSI Ph. (1997) - Radiometric dating of granitic rocks from the Central Bohemian Plutonic Complex (Czech Rep.): constraints on the chronology of thermal and tectonic events along the Moldanubian-Barrandian boundary. *C. R. Acad. Sci., Paris.*, t. 324, série IIA, p. 19- 26.
- HUNZIKER J.C., DESMONS J., HURFORD A.J. (1992) - Thirty two years of geochronological work in the Central and Western Alps: a review on seven maps. *Mémoires de géologie*, Lausanne, n° 13, 59 p.
- Ics-Cgmw (2008) - Geologic Time Scale 2008.
- IKENE M., RASAMIMANANA G, BAROZ F., BEBIEN J. (1991) - Magmatismes tholéitiques et calco-alkalins d'âge dévono-dinantien dans le massif du Raboteau. *Géologie de la France*, 1, p. 3-16.
- JAKNI B. (2000) - Thermochronologie par traces de fission des marges conjuguées du bassin liguro-provençal : la Corse et le massif des Maures-Tanneron. Thèse doc. Univ. Joseph Fourier Grenoble 1, 344 p.

- JAKNI B, POUPEAU G., SOSSON M., ROSSI PH., FERRANDINI J., GUENNOG P. (2000) - Dénudations cénozoïques en Corse : une analyse thermochronologique par traces de fission sur apatites. *C. R. Acad. Sci., Paris*, t. 324, série IIa.
- JANOŮSEK V., HOLUB F.V. (2007) - The causal link between HP-HT metamorphism and ultrapotassic magmatism in collisional orogens: case study from the Moldanubian Zone of the Bohemian Massif. *Proceedings of the Geologists' Association*, 118, p. 75-86.
- KARABINOS P. (1997) - An evaluation of the single-grain zircon evaporation method in highly discordant samples. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 61, p. 2467-2474.
- KING P.L., WHITE A.J.R., CHAPPELL B.W., ALLEN C.M. (1997) - Characterization and origin of aluminous A-type granites from the Lachlan foldbelt. *J. Petrol.*, 38, 3, p. 371-391.
- KLÖTZLI U.S. (1997) - Single zircon evaporation thermal ionisation mass spectrometry: method and procedure. *Analyst*, 122, p. 1239-1248.
- KOTKOVÁ J., SCHALTEGGER U., LEICHMANN J. (2010) - Two types of ultrapotassic plutonic rocks in the Bohemian Massif-Coeval intrusions at different crustal levels. *Lithos*, 115, p. 163-176.
- KRÖNER A., JAECKEL P., REISCHMANN T., KRÖNER U. (1998) - Further evidence for an early Carboniferous (~ 340 Ma) age of high-grade metamorphism in the Saxonian granulite complex. *Geol. Rundsch.*, p. 751-766.
- KRYLATOV S. (1963) - Étude géologique et métallogénique de la région de l'Argentella (Corse). *Mém. Dipl. Ét. Sup.*, Univ. Paris, 82 p., inédit.
- KRYLATOV S., MAMET B. (1966) - Données nouvelles sur les terrains paléozoïques de l'Argentella – Tour Margine (Corse). Attribution à la limite dévono-carbonifère du calcaire de Capitello. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (7), VIII, p. 73-79.
- KVELBERG J., POPOFF B. (1938) - Die Tafoni-Verwitterungs-erscheinung. Latvijas Universitatis Raktsi, *Acta Universitatis Latviensis Kimijas Fakultates Serija IV*, 6 p.
- LABONNE M.A.B. (1968) - Étude géologique de la région de Vico et de l'énantiomorphisme du quartz de quelques faciès corses. Thèse doct. 3^e cycle, Univ. Clermont-Ferrand, 78 p.
- LACROIX A. (1892) - Minéralogie de la France et de ses colonies., t. 1, p. 693-696.
- LAGARDE L., BRUN J.P., GAPAIS D. (1990) - Formation des plutons granitiques par injection et expansion latérale dans leurs sites de mise en place, une alternative au diapirisme en domaine continental. *C. R. Acad. Sci., Paris*, t. 310, série II, p. 1109-1114.

- LAPORTE D. (1987) - Un exemple d'intrusion syntectonique : l'intrusion d'Île-Rousse, Corse du Nord-Ouest. Étude pétrographique, minéralogique et géochimique. Analyse structurale. Thèse Doct. Géol. Univ. Saint-Étienne, 422 p.
- LAPORTE D., FERNANDEZ A., ORSINI J.-B. (1991) - Le complexe d'Île-Rousse, Balagne, Corse du Nord-Ouest : Pétrologie et cadre de mise en place des granitoïdes magnésio-potassiques. *Géologie de la France*, n° 4, p. 15-30.
- LARDEAUX J.-M. MÉNOT R.-P., ORSINI J.-B., ROSSI PH., NAUD G., LIBOUREL G. (1994) - Corsica and Sardinia, in: Pre-Mesozoic terranes in France and correlative areas J.D. Keppie ed. Springer Verlag. p. 468-479.
- LAVERNE C., BRONNER G., BELLOT J.P. (1997) - Les ultrabasites du massif hercynien des Maures (Var) sont-elles les témoins d'une zone avant-arc ? Évidences pétrographiques et minéralogiques. *C. R. Acad. Sci., Paris*, 325, Iia, p. 765-771.
- LÉGER J.-M., BOUKHAR (1975) - Étude géologique de la région de Rosazia. Dipl. Études Appr. Univ. Paris VI, Inédit.
- LENOTRE N., FERRANDINI J., DELFAU M., PANIGHI J. (1996) - Mouvements verticaux actuels de la Corse (France) par comparaison de nivellements. *C. R. Acad. Sci., Paris*, t. 323, série IIa, p. 957-964.
- LE VERRIER U. (1889) - Riébeckite des Calanches de Piana. *C. R. Acad. Sci., Paris*, t. 309, p. 38.
- LIBOUREL G. (1985) - Le complexe de Santa-Lucia-di-Mercurio (Corse). Ultramafites mantelliques, intrusion basique stratifiée, paragneiss granulitiques. Un équivalent possible des complexes de la zone d'Ivrée. Doctoral thesis, Université Paul-Sabatier, Toulouse, 461 p.
- LIBOUREL G. (1988) - The Santa Lucia complex (Corsica): a new landmark of the variscan deep crust in Western Mediterranean country. *C. R. Acad. Sci., Paris*, 307, p. 1067-1073.
- LOISELLE M.C., WONES D.R. (1979) - Characteristics of anorogenic granites: *Geol. Soc. Amer. Abstracts with programs*, v. 11, p. 648.
- LUDWIG K.R. (1999) - ISOPLOT/EX a geochronological toolkit for Microsoft Excel, version 2.05d. U.S. Geol. Survey Open-file Rept. p. 1-42.
- LUDWIG K.R. (2003) - ISOPLOT/EX, version 3. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center, Spec. Pub. n° 4, 70 p.
- MALUSKI H. (1975) - Sur la présence de fayalite en mégacristsaux dans les microgranites à riébeckite d'Evisa. *C. R. Acad. Sci., Paris*, t. 281, p. 5-7.
- MALUSKI H. (1976) - $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Ages of biotites from Corsica and arguments for Permian ages of Alkaline Permian Intrusions. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 58, p. 305-317.

- MALUSKI H. (1977) - Application de la méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ aux minéraux des roches cristallines perturbées par des événements thermiques et tectoniques en Corse. Thèse doct. Sci. USTL, 113 p.
- MARRE J. (1982) - Méthodes d'analyse structurale dans les granitoïdes. Coll. « Manuels et Méthodes », n° 3, Orléans : BRGM, 128 p.
- MARRE J., BOURGES F., ROSSI Ph. (1981) - Architecture et chronologie des intrusions de granitoïdes varisques en Corse sud-occidentale. Processus de formation d'un secteur de batholite. *Rend. Soc. Ital. Miner. Petrol.*, 38, (1), p. 119-132.
- MARRE J., CONCHON O., GAUTHIER A. (1986) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Roccapina (1126). Orléans : BRGM. Notice explicative par Marre J., Rossi Ph., Conchon O., Gauthier A. (1994).
- MARRE J., ROSSI Ph. (1981) - Extension et antériorité relative du plutonisme subalcalin potassique dans l'ensemble des granitoïdes de Corse. *C.R. Acad. Sci., Paris*, t. 291, série II, p. 1015-1018.
- MARTIN R.F., BONIN B. (1976) - Water ans magma genesis: the association hypersolvus granite- subsolvus granite; *Can. Mineral.*, 14, p. 228- 237.
- MATTE P. (2001) - The Variscan collage and orogeny (480 ± 290 Ma) and the tectonic definition of the Armorica microplate: a review. *Terra Nova*, 13: p. 122-12.
- MAURY E. (1904-1905) - Feuille de Vico à 1/80 000. *C.R. Coll. Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, XVI, n° 105, p. 155.
- MAURY E., GRANDJEAN M. (1924) - Feuille de Corte (263) à 1/80 000. *Serv. Carte Géol. France*.
- MERCOLLI I., BINO G.G., ABRECHT (1994) - *Schweiz. Mineral. Petro. Mitt.*, 74, p. 27-48.
- MERCURY J.-P. (1995) - Volcanologie du monte Cintu (Haute Corse). Thèse doct. Univ. Paris Sud, centre d'Orsay, 139 p.
- MICHELETTI F., FORNELLI A., PICCARRETA G., BARBEY P., TIEPOLO M. (2007) - The basement of Calabria (southern Italy) within the context of the Southern European Variscides: LA-ICPMS and SIMS U-Pb zircon study. *Lithos ...*
- NEDELEC A., BONTEMPS P., MÉNOT R.P. (1998) - Fabrique magnétique des granites d'Île-Rousse. 17^e RST, Brest, résumé p. 165.
- NENTIEN E. (1897) - Étude sur la constitution géologique de la Corse. *Mém. Serv. Carte Géol. France*.
- NGUYEN-THÉ D., PALVADEAU E., SINZELLE B. (2003) - Atlas cartographique des aquifères littoraux de Corse. Rapport BRGM/RP-52191-FR, 99 p.
- ORCEL J. (1924) - Notes minéralogiques et pétrographiques sur la Corse. *Bull. Soc. Sci. Hist. Nat. Corse*, Bastia, n° 461-464, p. 65-127.

- ORSINI J.-B. (1976) - Les granitoïdes hercyniens corso-sardes: mise en évidence de deux associations magmatiques. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XVIII, p. 1203-1206.
- ORSINI J.-B. (1980) - Le batholite corso-sarde: un exemple de batholite hercynien (structure, composition, organisation d'ensemble). Sa place dans la chaîne varisque de l'Europe moyenne. Thèse Doct. Sci., Univ. Aix-Marseille III, 370 p.
- ORSINI J.-B., MICHON G., LAPORTE D., VELLUTINI P., FUMEY-HUMBERT F., CONCHON O., GAUTHIER A. (1987) - Carte géologique de la France (1/50 000), feuille Calvi (1105). Notice explicative par Orsini J.-B. avec la collaboration de Conchon O., Dominici R., Fumey-Humbert F., Laporte D., Michon G., Vautrelle C., Vellutini P. (1990), 57 p.
- ORSINI J.-B., FERRANDINI J., FERRANDINI M., LOÏE M.-D., GUENNOG P., PLUQUET F., OGGIANO G., CHERCHI G., GATTACCECA J., ORRÙ P., PULIGA G., PINTUS M., ULZEGA A. (2010) - Carte géologique de la France (1/50 000), feuille Sotta-Bonifacio-Santa Teresa Gallura (1127). Orléans : BRGM. Notice explicative par : Orsini J.-B., Capdevila R., Ferrandini J., Ferrandini M. LoÏe M.-D., Guennoc P., Pluquet F., Thinon I., Gattacceca J., Oggiano G., Cherchi G., Orrù P., Puliga G., Pintus M., Ulzega A. (2010).
- OTTMANN F. (1954) - Les formations pliocènes et quaternaires du littoral corse. *Mém. Soc. géol. Fr.*, 84, 176 p.
- PALACHE C.A. (1950) - Fayalite at Rockport, Massachussets. *Amer. Min.*, p. 877- 881.
- PALAGI P., LAPORTE D., LARDEAUX J.M., MÉNOT R.P., ORSINI J.-B. (1985) - Identification d'un complexe leptyno-amphibolique au sein des « gneiss de Belgodere » (Corse occidentale). *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 301, série II, p. 1047-1052.
- PAQUETTE J.-L., MÉNOT R.P., PIN C., ORSINI J.-B. (1996) - Évolution magmatique d'un intercycle orogénique. Étude U-Pb sur zircons et Nd-Sm sur minéraux d'une coupe de la lithosphère permo-carbonifère corse. 16^e RST, Orléans, p. 56.
- PAQUETTE J.L., MÉNOT R.P., PIN C., ORSINI J.B. (2003) - Episodic and short-lived granitic pulses in a post-collisional setting: evidence from precise U-Pb zircon dating through a crustal cross-section in Corsica. *Chemical Geology*, 198, p. 1-20.
- PARFENOFF A., PERONNE Y., QUIN J.P. (1973) - Sur la découverte de fergusonite dans la région d'Evisa (Corse). *Bull. Soc. Fr. Minéral. Cristallogr.*, 96, p. 227-230.
- PATIÑO DOUCE A.E. (1997) - Generation of metaluminous A-type granites by low-pressure melting of calc-alkaline granitoids. *Geology*, 25, p. 743-746.
- PÉZERIL G. (1977) - Les granitoïdes de basse-Balagne. Thèse doct. 3^e cycle, Univ. Marseille, 182 p.

- PITTAU P., BARCA S., COCHERIE A., DEL RIO M., FANNING M.C., ROSSI Ph. (2002) - Le bassin permien de Guardia Pisano (Sud-Ouest de la Sardaigne, Italie) : palynostratigraphie, paléophytogéographie, corrélations et âge radiométrique des produits volcaniques associés. *Geobios*, 35, p. 561-580.
- PLATEVOET B. (1985) - Étude pétrologique d'une association acide-basique dans le complexe annulaire anorogénique de Porto (Corse). Thèse Doct. 3^e cycle, Univ. P. et M Curie, Paris, 182 p.
- PLATEVOET B. (1990) - Le plutonisme basique et intermédiaire dans le magmatisme anorogénique de Corse. Thèse doct. Sci., Univ. Paris-Sud, centre d'Orsay, 510 p.
- PLATEVOET B., BONIN B. (1988) - Signification des monzonites et des syénites dans le plutonisme anorogénique de Corse. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (8), 4, p. 949-955.
- POITRASSON F. (1994) - Apports du système radiométrique Samarium-Néodyme à la connaissance du magmatisme anorogénique intracontinental. Exemple du Sud-Est de la France (Corse et Estérel). Thèse doct. Univ. Clermont-Ferrand, 232 p.
- POITRASSON F., PIN C., DUTHOU J.-L., PLATEVOET B. (1992) - Aluminous subsolvus anorogenic granite genesis in the light of Nd isotopic heterogeneity. *Chem. Geol.*, 112, p. 199-219.
- POITRASSON F., PAQUETTE J.-L., MONTEL J.-M., PIN C., DUTHOU J.-L. (1998) - Importance of late-magmatic and hydrothermal fluids on the Sm-Nd isotope mineral systematics of hypersolvus granites. *Chem. Geol.*, 146, p. 187-205.
- PUPIN J.-P. (1980) - Zircon and granite petrology. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 73, p. 207-220.
- QUIN J.P. (1969) - Les granites alcalins et hyperalcalins du Nord-Ouest de la Corse. Thèse, Univ. Marseille, 540 p.
- REILLE M. (1975) - Contribution pollen-analytique à l'histoire tardi-glaciaire et holocène de la végétation de la montagne Corse. Thèse Doct. Sci., Marseille, 189 p.
- RENNA M. R., TRIBUZIO R., TIEPOLO M. (2006) - Interaction between basic and acid magmas during the latest stages of the post-collisional Variscan evolution: Clues from the gabbro-granite association of Ota (Corsica-Sardinia batholith). *Lithos*, 90, p. 92-110.
- RENNA M.-A., TRIBUZIO R., TIEPOLO M. (2007) - Origin and timing of the post-Variscan gabbro-granite complex of Porto (Western Corsica). *Contrib. Mineral. Petrol.*, 154, p. 493-517.
- ROBERTS P., CLEMENS J.D. (1993) - Origin of high-potassium calc-alkaline I-type granitoids. *Geology*, 21, p. 825-828.
- ROCK N.M.S. (1987) - The nature and origin of the lamprophyres: an overview in Fitton F.G et Upton B.G J. (édits), Alkaline igneous rocks, *Geol. Soc. Spec. Pub.*, n° 30, p. 191-226.

- ROSSI Ph. (1981) - Le chimisme des biotites : une clef pour distinguer les termes leucocrates des associations calco-alkalines de ceux des associations à affinités magnésio-potassiques. Résumés scientifiques *Serv. Géol. Nat.*, BRGM, p. 47-48.
- ROSSI Ph. (1986) - Organisation et genèse d'un grand batholite orogénique : le batholite calco-alkalin de la Corse. Thèse Doct. Sci, Univ. de Toulouse. *Doc. BRGM*, n° 107, 292 p.
- ROSSI PH., DURAND-DELGA M., COCHERIE A. (1993) - Caractère volcano-plutonique du magmatisme calco-alkalin composite d'âge stéphanien supérieur – permien inférieur en Corse. *C. R. Acad. Sci., Paris*, t. 316, sér. II, p. 1779-1788.
- ROSSI PH., CALVEZ J.-Y., COCHERIE A. (1988) - Âge varisque précoce du plutonisme magésio-potassique en Corse occidentale : conséquences géodynamiques. *C.R. Acad. Sci., Paris*, 307, série II, p. 1541-1547.
- ROSSI PH., COCHERIE A. (1991) - Genesis of a Variscan batholith. Field, petrological and mineralogical evidence from the Corsica-Sardinia batholith. *In: Freeman R., Huch M., Mueller S. (Ed.). The European geotraverse. Tectonophysics*, 195, p. 319-346.
- ROSSI PH., COCHERIE A., LAHONDÈRE D. (1992) - Relations entre les complexes mafiques ultramafiques et le volcanisme andésitique permien de Corse occidentale, témoins des phénomènes d'amincissement crustal néo-varisques. *C. R. Acad. Sci., Paris*, 315, série II, p. 1341-1348.
- ROSSI PH., DURAND-DELGA M., COCHERIE A. (1991) - Distinction de deux séries sédimentaires d'âge carbonifère en Corse. *C. R. Acad. Sci., Paris*, t. 313, série II, p. 443-450.
- ROSSI PH., DURAND-DELGA M., COCHERIE A. (1995) - Identification en Corse d'un socle panafricain (cadomien), conséquences sur la paléogéographie de l'orogène varisque sud-européen. *C. R. Acad. Sci., Paris*, 321, série II A, p. 983-992.
- ROSSI PH., DURAND-DELGA M., CARON J.M., GUIEU G., CONCHON O., LOÏE-PILOT M.D., ROUIRE J. (1994) - Carte géol. France à 1/50 000 Corte (1110) - Orléans : BRGM. Notice explicative par Rossi Ph., Durand-Delga M., Caron J.M., Guieu G., Conchon O., Libourel G., LoÏe-Pilot M.-D.
- ROSSI PH., DURAND-DELGA M., LAHONDÈRE J.C. (2000) - Carte géol. France à 1/50 000, feuille Santo-Pietro-di-Tenda (1106) - Orléans : BRGM. Notice explicative par Rossi Ph., Durand-Delga M., Lahondère J.-C., Lahondère D.
- ROUIRE J., BOURGES F., ROSSI P., LIBOUREL G. (1993) - Carte géol. France à 1/50 000, feuille Porto-Vecchio (1124) - Orléans : BRGM. Notice explicative par Rouire J., Bourges F., Rossi Ph., Libourel G.
- ROSSI PH., COCHERIE A, FANNING C., DELOULE E. (2006) - Variscan to eo-Alpine events recorded in European lower-crust zircons sampled from the French Massif central and Corsica, France. *Lithos*, 87, p. 235-260.

- ROSSI P., OGGIANO G., COCHERIE A. (2009) - A restored section of the "Southern Variscan realm" across the Corsica-Sardinia microcontinent. *C. R. Geosciences*, 341, 2-3, p. 224-238.
- ROSSI PH., COCHERIE A., FANNING C.-M. (soumis) - Volcanic-plutonic relationships in a Variscan Batholith, the case of the Corsican batholith: field and U-Pb geochronology evidence.
- SABATIER H. (1984) - Vaugnérites et granites magnésiens dans le Massif central Français : une association particulière de roches acides et basiques. Thèse Doct. Sci., Univ. P. et M. Curie, Paris, 559 p.
- SHALTEGGER U., SCHNEIDER J.-L., MAURIN J.-C., CORFOU F. (1996) - Precise U-Pb chronometry of 345-340 Ma old magmatism related to syn-convergence extension in Southern Vosges (Central Variscan Belt). *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 144, p. 403-416.
- STRECKEISEN A. (1976) - To each plutonic rock its proper name. *Earth Sci. rev.*, 12, p. 1-33.
- SUN S.-S., MC DONOUGH W. F. (1989) - Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders A.D., Norry M.J. (ed.), *Magmatism in the Ocean Basins*, *Geol. Soc. spec. pub.*, n° 42, p. 313-345.
- SUZUKI K., ADACHI M. (1991) - Precambrian provenance and Silurian metamorphism of the Tsubonosawa paragneiss in the South Kitakami terrane, Northeast Japan, revealed by the chemical Th-U-total Pb isochron ages of monazite, zircon and xenotime. *Geochem. J.*, 25, p. 357-376.
- SYLVESTER P.J. (1989) - Post-collisional alkaline granites. *J. Geol.*, 97, p. 261-280.
- TELLINGEN (Van) H.W. (1955) - Géologie et pétrologie de la région de Porto (Corse). Thèse, Geologisch Instituut. Mededeling n° 225, Univ. Amsterdam, 124 p.
- TELLINGEN (Van) H.W., VERSCHURE R., ANDRIESSEN P. (1988) - Note on radiometric age determinations of two granites from Western Corsica: The white granite of the Ota association and the red Calanche granite. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (8), 4, p. 973-977.
- TELLINGEN (VAN) H.W., VERSCHURE R., ANDRIESSEN P. (1996) - Indications for an early miocene mafic dyke swarm in Western Corsica. A combined fission track, isotopic and geochemical investigation. *Proc. Kon. Ned. Akad. v. Wetensch.*, 99 (1-2), p. 86-104.
- TESSIER M. (1979) - Caractères morphologiques du zircon des roches magmatiques alcalines et calco-alcalines de Corse. Implications pétrogénétiques. Thèse doct. 3^e cycle, Univ. Nice, 112 p.
- TERA F., WASSERBURG G.J. (1972) - U-Th-Pb systematics in three Apollo 14 basalts and the problem of initial Pb in lunar rocks: *Earth Planet. Sci. Lett.* 14, p. 281-304.

- TOMMASINI S. (1993) - Petrologia del magmatismo calcalkalino del batolito sardo-corso: Processi genetici ed evolutivi dei magmi in aree di collisione continentale e implicazioni geodinamiche. Dottorato di Ricerca in Scienze della Terra, Perugia (inédit), 326 p.
- TOMMASINI S., POLI G-P., HALIDAY S. (1995) - The role of sediment subduction and crustal growth in hercynian plutonism: isotopic and trace evidence from the Sardinia-Corsica batholith. *J. Petrol.*, 36, 5, p. 1305-1332.
- TRAVERSA G. RONCA S., DEL MORO A., PASQUALI C., BURAGLINI N., BARABINO G. (2003) - Late to post-Hercynian dyke activity in the Sardinia-Corsica Domain: A transition from orogenic calc-alkaline to anorogenic alkaline magmatism. *Bull. Soc. Geol. It.*, volume special n° 2, p. 131-152.
- VELLUTINI P. (1977) - Le magmatisme permien de la Corse du Nord-Ouest, son extension en Méditerranée occidentale. Thèse doct. Sciences, Univ. Marseille, 317 p.
- VELLUTINI P., ROSSI PH., MICHON G., HERVÉ J.-Y. (1996) - Notice explicative. Carte géol. France (1/50 000), feuille Galeria-Osani (1109). Orléans : BRGM, 109 p. Carte géologique par Vellutini P., *et al.* 1985).
- VÉZAT R. (1986) - Le batholite calco-alkalin de la Corse: les formations calédo-no-varisques de Zicavo. Mise en place du batholite. Thèse Doct. 3^e cycle, Univ. Toulouse, 370 p.
- VÉZAT R. (1988) - Les formations métamorphiques de Zicavo (Corse centrale) et leur signification dans le cadre de l'orogène varisque en Méditerranée. *C. R. Acad. Sci.*, 306, p. 725-729.
- WENDT I., CARL C. (1991) - The statistical distribution of the mean squared weighted deviation. *Chem. Geol.* 86, p. 275-285.
- WETHERILL G.W. (1956) - Discordant uranium-lead ages 1: Transactions of the American Geophysical Union, 37, p. 320-326.
- VILLA J.M. (19..) - Isotopic closure. *Terra Nova*, 10, 1, p. 42- 47.
- WHALEN J.B., CURRIE K.L., CHAPPELL B.W. (1987) - A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 95, p. 407-419.
- WILLIAMS I.S. (1998) - U-Th-Pb Geochronology by Ion Microprobe. *Reviews in Economic Geology*, vol. 7, p. 1-35.
- WHITE A.J.R., Chappell B.W. (1983) - Granitoid types and their distribution in the Lachlan foldbelt, southeastern Australia. *Geol. Soc. Am. Mem.*, 159, p. 21-34.
- ZARKI-JAKNI B., VAN DER BEEK P., POUPEAU G., SOSSON M., LABRIN E., ROSSI P., FERRANDINI J. (2003) - Cenozoic denudation of Corsica in response to Ligurian and Tyrrhenian extension: Results from apatite fission tracks thermochronology. *Tectonics*, 23, TC1003, 18 p.

AUTEURS DE LA NOTICE

La rédaction de la notice a été assurée par Ph. Rossi, à partir de ses propres travaux (1982-2009) ainsi que ceux de : W. Van Tellingen (1955), J.-P. Quin (1969), P.-J. Vellutini (1977), J.-B. Orsini (1980), B. Bonin (1980-1998), J. Marre (inédit, †), B. Platevoet (1985), E. Ferré (1989) et F. Poitrasson (1994), pour les formations magmatiques et métamorphiques et de F. Ottmann (1958) et O. Conchon (1975) pour les formations quaternaires, A. Cocherie pour la géochronologie et Y. Caballero pour l'hydrogéologie.

ANNEXES

ANNEXE GÉOCHRONOLOGIE

Datations U-Pb sur zircon à l'aide de la microsonde ionique SHRIMP (ANU Canberra)

La technique d'analyse est décrite en détail par Williams (1998). Tous les traitements statistiques utilisent le programme ISOPLOT de Ludwig (2003). Tous les âges sont calculés à $\pm 2\sigma$, à 95 % de confiance. En revanche, les tableaux et les figures représentent les données avec des erreurs à 1σ . Pour les âges inférieurs à 800 Ma, on utilise le diagramme de F. Tera et G.-J. Wasserburg (1972).

Tous les calculs d'âges sont effectués (2σ) à l'aide du programme de Ludwig ISOPLOT/EX, version 2 (Ludwig, 1999) à 95 % de confiance en prenant des erreurs à 2σ . En revanche, les tableaux et les figures représentent les données avec des erreurs à 1σ , tout particulièrement pour faciliter la lecture des figures.

Monzogranite de Piana

L'échantillon RC 24 daté a été prélevé au Sud de Piana au point de coordonnées 42°13'15.8 8°58'23.2. Les zircons de ce monzogranite sont de grande taille (~200 à 300 μm) et nombreux ; 44 grains ont été montés en section polie. Les grains sont bien cristallisés et limpides. L'indexation selon la typologie de Pupin (1980), réalisable à partir de 64 % de la population, montre une répartition assez dispersée puisque seuls les types situés en haut et à gauche du diagramme ne sont pas représentés. Les images réalisées en cathodoluminescence ont montré la grande qualité des grains.

Seize analyses ont été effectuées sur 15 zircons différents. Toutes les analyses montrent une très faible contribution du Pb commun (tabl. 1). Aucune perte significative de Pb* radiogénique n'est observé à partir du diagramme de Tera et Wasserburg (fig. 1). Un âge à **308 \pm 2 Ma** est bien contraint par ces 16 analyses comme l'atteste la valeur du MSWD (0.40), en accord avec l'existence d'une population unique (Wendt et Carl, 1991). Cet âge définit l'âge de cristallisation des zircons. Il peut être interprété comme celui de la mise en place du monzogranite.

Monzogranite Mg-K à biotite et amphibole (unité de Renno)

L'échantillon a été prélevé immédiatement au N du Pont de Tavulella au Sud-Est d'Evisa (l'échantillon est noté « Granite Mg-K d'Evisa » dans le diagramme fig. 2). Les grains de zircon sont de grande taille (~200 à 500 μm), ils sont souvent clairs et présentent une zonation concentrique en cathodoluminescence. L'indexation selon la méthode de J.-P. Pupin (1980) montre une répartition majoritaire dans le domaine S25-S24 à S18. Plus de 50 grains de zircon ont été montés en section polie.

Grain. point	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	$^{206}\text{Pb}^*$ (ppm)	$^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	f_{206} %	Total				Radiogéniques		Age (Ma)	
							$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$	\pm	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	\pm	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	\pm	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	\pm
<i>Monzogranite RC 24</i>														
1.1	245	110	0.45	10.3	0.000169	0.19	20.515	0.301	0.0540	0.0007	0.0487	0.0007	306.2	4.4
2.1	486	165	0.34	20.6	-	0.02	20.220	0.277	0.0528	0.0005	0.0494	0.0007	311.1	4.2
3.1	226	84	0.37	9.6	0.000237	0.09	20.259	0.293	0.0533	0.0007	0.0493	0.0007	310.3	4.4
4.1	213	104	0.49	9.0	-	0.05	20.242	0.294	0.0530	0.0008	0.0494	0.0007	310.7	4.4
5.1	205	62	0.30	8.7	0.000268	0.16	20.307	0.297	0.0538	0.0008	0.0492	0.0007	309.4	4.5
6.1	246	119	0.48	10.4	0.000279	0.06	20.314	0.291	0.0530	0.0007	0.0492	0.0007	309.6	4.4
7.1	234	124	0.53	9.6	-	0.20	20.837	0.301	0.0540	0.0007	0.0479	0.0007	301.6	4.3
8.1	264	99	0.38	11.1	0.000050	0.06	20.378	0.291	0.0530	0.0007	0.0490	0.0007	308.6	4.3
9.1	380	147	0.39	16.0	0.000005	<0.01	20.415	0.284	0.0523	0.0006	0.0490	0.0007	308.4	4.2
10.1	299	125	0.42	12.5	0.000182	<0.01	20.519	0.291	0.0523	0.0007	0.0487	0.0007	306.8	4.3
11.1	351	124	0.35	14.5	0.000055	0.05	20.779	0.292	0.0528	0.0006	0.0481	0.0007	302.8	4.2
12.1	255	89	0.35	10.7	0.000129	0.06	20.512	0.295	0.0530	0.0007	0.0487	0.0007	306.7	4.4
13.1	192	62	0.32	8.1	0.000013	<0.01	20.343	0.415	0.0521	0.0011	0.0492	0.0010	309.5	6.2
14.1	229	59	0.26	9.6	0.000197	<0.01	20.560	0.300	0.0517	0.0012	0.0487	0.0007	306.4	4.4
14.2	266	88	0.33	11.1	0.000075	0.01	20.539	0.295	0.0525	0.0007	0.0487	0.0007	306.4	4.3
15.1	336	78	0.23	14.3	0.000004	0.14	20.243	0.285	0.0537	0.0006	0.0493	0.0007	310.4	4.3

Tabl. 1 - Analyses U-Pb (SHRIMP) sur zircons du monzogranite de Piana

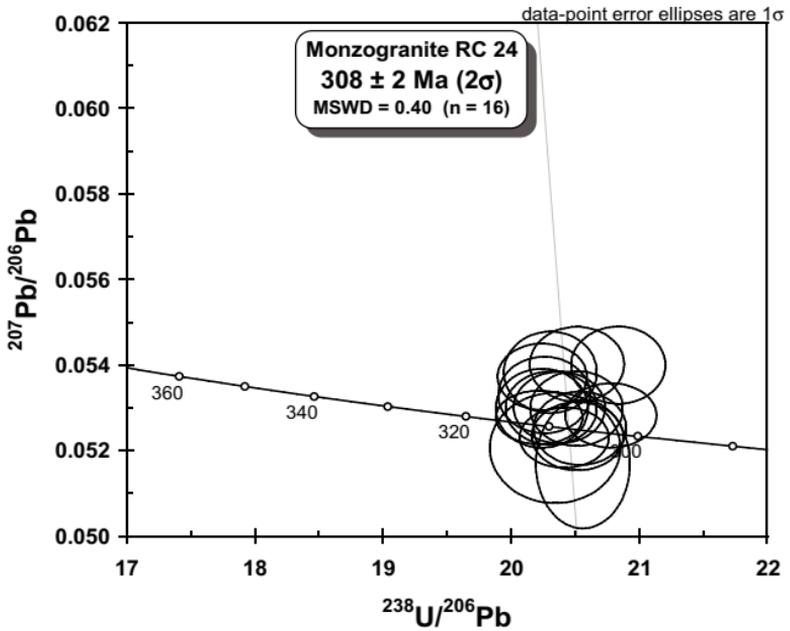


Fig. 1 - Diagramme Concordia selon Tera et Wasserburg pour les analyses sur zircon du monzogranite de Piana (RC 24)

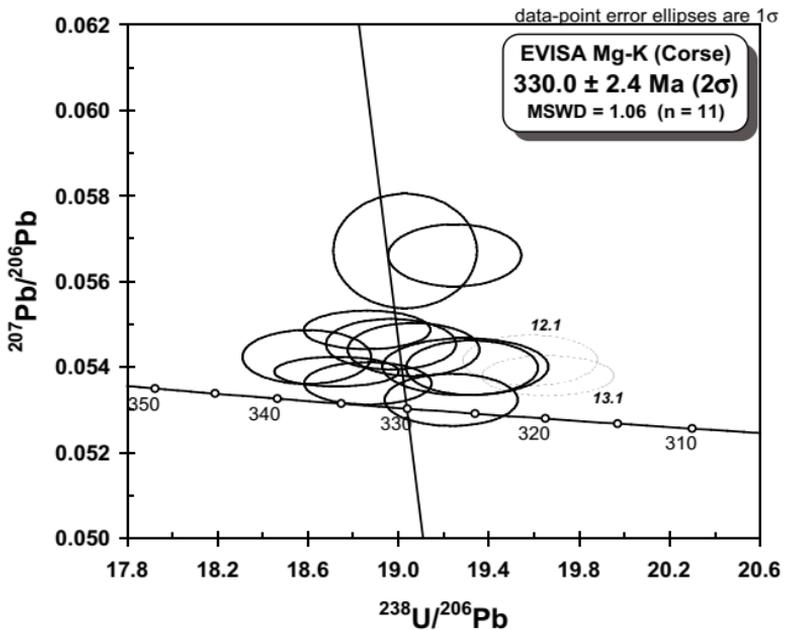


Fig. 2 - Diagramme Concordia selon Tera et Wasserburg pour les analyses sur zircon du monzogranite Mg-K à biotite et amphibole (unité de Renno)

Grain point (ppm)	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	$^{206}\text{Pb}^*$ (ppm)	$^{204}\text{Pb}/$ ^{206}Pb	f_{206} %	$^{238}\text{U}/$		Total		Radiogénique		Age (Ma)	
							^{206}Pb	\pm	$^{207}\text{Pb}/$ ^{206}Pb	^{206}Pb	\pm	$^{206}\text{Pb}/$ ^{238}U		^{238}U
Granite Mg-K d'Evisa														
1.1	845	535	0.65	38.5	0.000102	0.229	18.861	0.229	0.05487	0.00037	0.05290	0.00065	332.3	4.0
2.1	1340	517	0.40	61.5	0.000073	0.108	18.726	0.225	0.05390	0.00028	0.05334	0.00065	335.0	4.0
2.2	409	132	0.33	18.9	0.000129	0.150	18.594	0.233	0.05424	0.00051	0.05370	0.00068	337.2	4.1
3.1	500	340	0.70	22.2	0.000081	0.119	19.325	0.238	0.05399	0.00052	0.05169	0.00064	324.9	3.9
4.1	456	264	0.60	20.7	0.000115	0.187	18.967	0.235	0.05453	0.00048	0.05263	0.00066	330.6	4.0
6.1	416	547	1.36	18.6	0.000287	0.445	19.248	0.240	0.05661	0.00059	0.05172	0.00065	325.1	4.0
7.1	412	416	1.04	18.6	0.000091	0.171	19.067	0.238	0.05441	0.00051	0.05236	0.00066	329.0	4.0
8.1	625	355	0.59	28.5	0.000048	0.073	18.865	0.230	0.05362	0.00040	0.05297	0.00065	332.7	4.0
9.1	358	342	0.99	15.9	0.000073	0.122	19.296	0.299	0.05401	0.00054	0.05176	0.00081	325.3	5.0
10.1	1004	542	0.56	45.3	0.000177	0.458	19.029	0.259	0.05671	0.00109	0.05231	0.00072	328.7	4.4
11.1	423	209	0.51	18.9	0.000034	0.025	19.233	0.240	0.05323	0.00050	0.05198	0.00065	326.7	4.0
12.1	479	582	1.25	21.0	0.000105	0.140	19.582	0.243	0.05416	0.00048	0.05099	0.00064	320.6	3.9
13.1	782	748	0.99	34.2	0.000061	0.096	19.661	0.239	0.05380	0.00038	0.05081	0.00062	319.5	3.8

Notes : 1. Incertitudes données à 1σ .

2. L'erreur due à la calibration à l'aide du standard Temora est incluse dans les erreurs ci-dessus.

3. f_{206} % correspond au pourcentage de ^{206}Pb issu du Pb commun.

4. Correction du Pb commun réalisée à l'aide des rapports $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ et $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ mesurés selon Tera and Wasserburg (1972) développé par Williams (1998).

Tabl. 2 - Analyses U-Pb (SHRIMP) sur zircons. Les analyses en italique n'ont pas été retenues pour le calcul de l'âge moyen

13 analyses ont été effectuées sur 12 zircons différents. Les analyses montrent le faible niveau du Pb commun (tabl. 2). Les ellipses d'erreurs correspondant à ces analyses sont particulièrement bien regroupées (fig. 2). Deux analyses (12.1 et 13.1) fournissent des âges significativement plus jeunes : elles n'ont pas été prises en compte dans le calcul de l'âge moyen. Les 11 autres analyses constituent un groupe très homogène et concordant. Elles définissent un âge à **330,0 ± 2,4 Ma** (fig. 2), considéré comme l'âge de mise en place.

Évaporation du Plomb sur monozircon

Tous les âges (tabl. 3) sont calculés sur « ISOPLOT/Ex » version 1.00 (Ludwig, 1998).

Âges $^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$ évaporation : « Weighted average age, 2σ , 95 % confidence limit) ou Klötzli (1997).

Nos âges par palier de température sont pris à 1σ et considérés à 2σ dans le calcul ISOPLOT. Ceci est parfaitement justifié par les MSWD calculés selon cette procédure : ils sont presque toujours ≤ 1 , montrant que les barres d'erreur sont déjà largement sur estimées ainsi. Le fait de prendre 1σ ou 2σ n'a **aucune incidence sur l'âge moyen et son erreur** à 2σ (si le nombre de palier est > 4), seul le MSWD est modifié.

Les résultats suivants ont été obtenus :

- Monzonite quartzique du Monolithe d'Algajola (feuille Calvi) (fig. 3) : 343 ± 5 Ma ;
- Granodiorite de Capo Cavallo (feuille Calvi) (fig. 4) : 339 ± 4 Ma ;
- Leucomonzogranite de Capu a u Bellu (feuille Vico-Cargese) (fig. 5) : 336 ± 21 Ma ; Monzogranite de Calvi (fig. 6) : 335 ± 5 Ma ;
- Leucomonzogranite de Porto Agro (feuille Calvi) (fig. 7) : 335 ± 7 Ma.

Datation chimique U-Th-Pb à la microsonde électronique

La méthode retenue s'appuie sur la mesure des teneurs en U, Th et Pb à la microsonde électronique. L'âge individuel pour chaque point est calculé selon la procédure décrite dans A. Cocherie *et al.* (1998). Les conditions d'analyses (courant de 200 nA) conduisent aux limites de détection suivantes : Pb = 110 ppm, Th = 130 ppm et U = 105 ppm. Lorsqu'une population homogène de points est identifiée, un âge isochrone peut être calculé ainsi que son erreur à l'aide du diagramme isochrone Th/Pb = $f(\text{U}/\text{Pb})$ selon la méthode définie dans A. Cocherie et F. Albarède (2001). Cette approche est particulièrement efficace lorsque le rapport Th/U varie largement d'un domaine à l'autre des grains, tout en donnant des âges identiques. En revanche, si ce rapport reste constant tandis que la somme Th + U varie à l'intérieur d'un même grain ou d'un grain à l'autre, il est recommandé d'utiliser la représentation graphique de K. Suzuki et Adachi

Zircon	T°C palier	Nbr. rapports	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$	Âge par Palier Ma $\pm \sigma$	Âge par Zircon Ma $\pm \sigma$	Âge Moyen Ma $\pm 2\sigma$	
Monzonite quartzique du monolithe d'Algajola (feuille Calvi)									
Zr A	1/ 1 440	61	9 052	0,153	0,05340 \pm 19	346 \pm 8			
380 μm	2/ 1 460	36	3 387	0,151	0,05344 \pm 31	348 \pm 13			
S 20 ?	3/ 1 480	63	11 387	0,150	0,05329 \pm 13	341 \pm 5			
	4/ 1 500	65	22 066	0,143	0,05349 \pm 12	350 \pm 5			
	5/ 1 540	29	4 721	0,151	0,05341 \pm 29	346 \pm 12			
		254					346 \pm 9		
Zr B	1/ 1 420	67	5 931	0,253	0,05333 \pm 25	343 \pm 1			
550 μm	2/ 1 440	68	13 970	0,283	0,05319 \pm 27	337 \pm 11			
S 24	3/ 1 460	38	3 514	0,288	0,05333 \pm 25	343 \pm 11			
		173					341 \pm 11		
Zr C	1/ 1 420	60	3 147	0,231	0,05333 \pm 20	343 \pm 8			
480 μm	2/ 1 440	63	11 154	0,181	0,05321 \pm 19	338 \pm 8			
S 23		123					340 \pm 9		
Zr E	1/ 1 420	18	11 861	0,153	0,05342 \pm 23	347 \pm 10			
350 μm	2/ 1 440	61	11 596	0,151	0,05340 \pm 19	346 \pm 8			
?		79					346 \pm 8		
Zr A + Zr B + Zr C + Zr E = 12 paliers								344,3 \pm 4,5 Ma	
Granodiorite du Capo Cavallo (feuille Calvi)									
Zr A	1/ 1 440	57	2 012	0,091	0,05314 \pm 35	335 \pm 15			
500 μm	2/ 1 460	59	3 838	0,087	0,05326 \pm 21	340 \pm 9			
S17-S22	3/ 1 480	57	3 033	0,098	0,05338 \pm 14	345 \pm 6			
	4/ 1 620	61	3 629	0,105	0,05388 \pm 31	366 \pm 13			
		173					340 \pm 11		
Zr B	1/ 1 440	65	3 495	0,067	0,05320 \pm 11	337 \pm 5			
320 μm	2/ 1 460	61	5 833	0,096	0,05334 \pm 14	343 \pm 6			
P3	3/ 1 480	67	4 644	0,112	0,05325 \pm 24	340 \pm 10			
		193					340 \pm 8		
Zr C	1/ 1 440	63	8 410	0,081	0,05308 \pm 21	332 \pm 9			
550 μm	2/ 1 460	66	10 914	0,098	0,05315 \pm 21	335 \pm 9			
S14-S15	3/ 1 480	67	11 429	0,116	0,05321 \pm 24	338 \pm 10			
		196					335 \pm 9		
Zr D	1/ 1 440	61	8 649	0,098	0,05320 \pm 19	337 \pm 8			
370 μm	2/ 1 460	56	9 274	0,103	0,05330 \pm 14	342 \pm 6			
(S20)	3/ 1 480	30	9 352	0,103	0,05380 \pm 38	363 \pm 16			
		117					339 \pm 8		
Zr E	1/ 1 440	56	9 774	0,048	0,05315 \pm 12	335 \pm 5			
150 μm	2/ 1 460	65	22 434	0,070	0,05321 \pm 28	338 \pm 12			
(S22)	3/ 1 480	67	5 334	0,082	0,05323 \pm 16	339 \pm 7			
1+2+3		188					337 \pm 9		
Zr A (1, 2, 3) + Zr B (1, 2, 3) + Zr C (1, 2, 3) + Zr D (1, 2) + Zr E (1, 2, 3) = 14 paliers								338,8 \pm 3,8 Ma	

Tabl. 3 - Données analytiques obtenues par évaporation du plomb sur monograins de zircon pour les granites Mg-K (spectromètre de masse MAT 262). Les erreurs sur les âges obtenus sur chaque palier et sur chaque grain sont égales à l'écart type sur les rapports. L'âge moyen des zircons de la roche est calculé à partir de la moyenne pondérée des erreurs sur l'ensemble des paliers pris en considération. L'erreur sur l'âge moyen est donnée à $\pm 2\sigma$. Les rapports notés en italique n'ont pas été retenus pour le calcul de l'âge moyen de la roche. Il n'a pas toujours été possible de déterminer précisément le type morphologique des grains sélectionnés

Zircon	T°C palier	Nbr. rapports	206Pb/ 204Pb	208Pb/ 206Pb	207Pb*/ 206Pb*	Âge par Palier Ma ± σ	Âge par Zircon Ma ± σ	Âge Moyen Ma ± 2σ	
Leucomonzogranite de Capu a u Bellu (feuille Vico-Cargèse)									
Zr A 360 μm P 2	1 440	45	558	0,161	0,05328 ± 61	341 ± 26			
Zr B 470 μm ?	1 420	63	645	0,241	0,05319 ± 47	337 ± 20			
Zr F 360 μm S 4 ?	1 420	66	1 282	0,111	0,05322 ± 49	338 ± 21			
Zr G 400 μm ?	1 420	33	906	0,126	0,05298 ± 48	328 ± 21			
Zr A + Zr B + Zr F + Zr G = 4 paliers							336 ± 21 Ma		
Calvi									
Zr A 320 μm	<i>1/ 1 440</i>	68	889	<i>0,151</i>	<i>0,05352 ± 24</i>	<i>351 ± 10</i>			
	<i>2/ 1 460</i>	57	1 631	0,163	0,05327 ± 17	340 ± 7			
	<i>3/ 1 480</i>	50	8 320	0,191	0,05312 ± 17	334 ± 7			
	<i>4/ 1 500</i>	54	1 466	<i>0,244</i>	<i>0,05329 ± 59</i>				
		107					337 ± 8		
Zr B 280 μm	<i>1/ 1 440</i>	69	3554	0,135	0,05310 ± 12	333 ± 5			
	<i>2/ 1 460</i>	56	2 691	0,167	0,05309 ± 16	333 ± 7			
	<i>3/ 1 500</i>	64	2 930	0,253	0,05303 ± 22	330 ± 9			
		189					332 ± 7		
Zr 3	1 540	67	12 607	0,232	0,05320 ± 8	337 ± 4	337 ± 4		
Zr 4	1 580	48	10 051	0,296	0,05317 ± 18	337 ± 9	337 ± 9		
Zr A (2, 3) + Zr B(1, 2, 3) + Zr 3 + Zr 4 = 7 paliers							335,4 ± 4,5 Ma		
Leucomonzogranite de Porto Agro (feuille Calvi)									
Zr A 320 μm	<i>1/ 1 440</i>	56	1 328	0,349	0,05309 ± 18	333 ± 8			
	<i>2/ 1 460</i>	58	1 404	0,481	0,05306 ± 17	331 ± 7			
	<i>3/ 1 480</i>	43	1 415	0,482	0,05308 ± 34	332 ± 14			
		157					332 ± 10		
Zr B 400 μm S18	<i>1/ 1 460</i>	64	1428	0,209	0,05321 ± 28	338 ± 12			
	<i>2/ 1 480</i>	52	2 074	0,217	0,05326 ± 16	340 ± 7			
		116					339 ± 10		
Zr C 300 μm S24	1 440	55	930	0,240	0,05294 ± 28	326 ± 12			
Zr D 260 μm S19	<i>1/ 1 440</i>	60	1 799	<i>0,169</i>	<i>0,05291 ± 23</i>	<i>325 ± 10</i>			
	<i>2/ 1 460</i>	58	1 007	0,304	0,05314 ± 32	335 ± 14			
		58					335 ± 14		
Zr A (1, 2, 3) + Zr B (1, 2) + Zr D (2) = 6 paliers							334,9 ± 7,2 Ma		

Tabl. 3 fin - Données analytiques obtenues par évaporation du plomb sur monograins de zircons pour les granites Mg-K (spectromètre de masse MAT 262). Les erreurs sur les âges obtenus sur chaque palier et sur chaque grain sont égales à l'écart type sur les rapports. L'âge moyen des zircons de la roche est calculé à partir de la moyenne pondérée des erreurs sur l'ensemble des paliers pris en considération. L'erreur sur l'âge moyen est donnée à ± 2σ. Les rapports notés en italique n'ont pas été retenus pour le calcul de l'âge moyen de la roche. Il n'a pas toujours été possible de déterminer précisément le type morphologique des grains sélectionnés

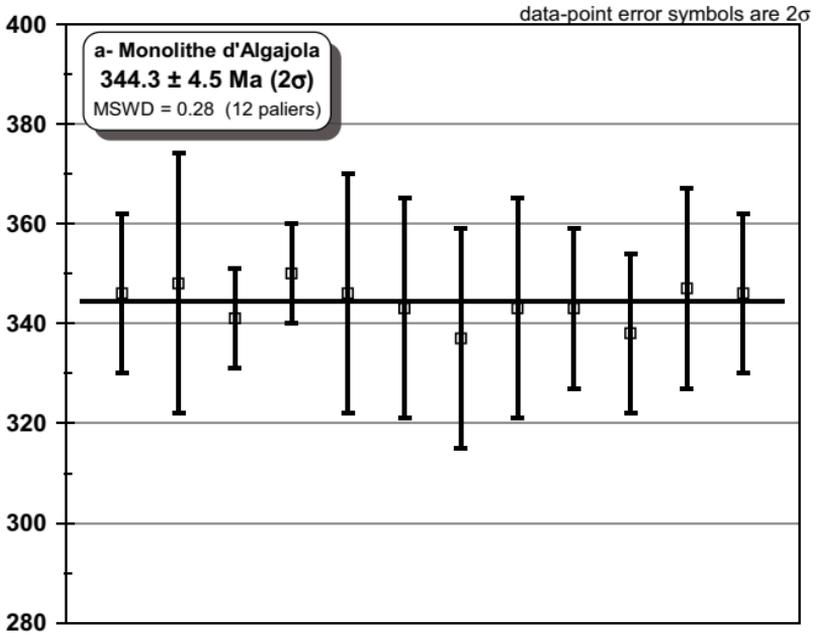


Fig. 3 - Moyenne pondérée des âges $^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$ des paliers conservés pour les zircons de l'échantillon de la monzonite quartzique de la carrière du monolithe d'Algajola

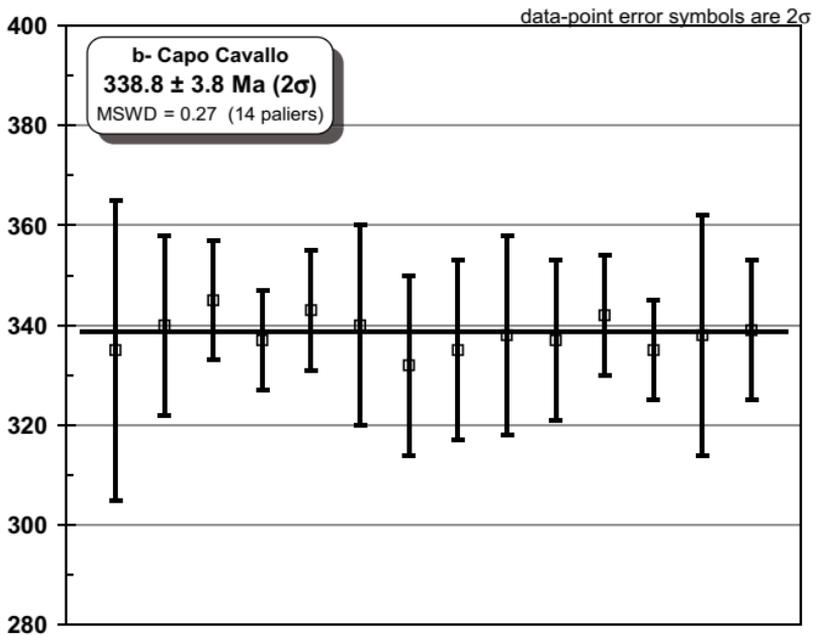


Fig. 4 - Moyenne pondérée des âges $^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$ des paliers conservés pour les zircons de l'échantillon de la granodiorite de Capo Cavallo

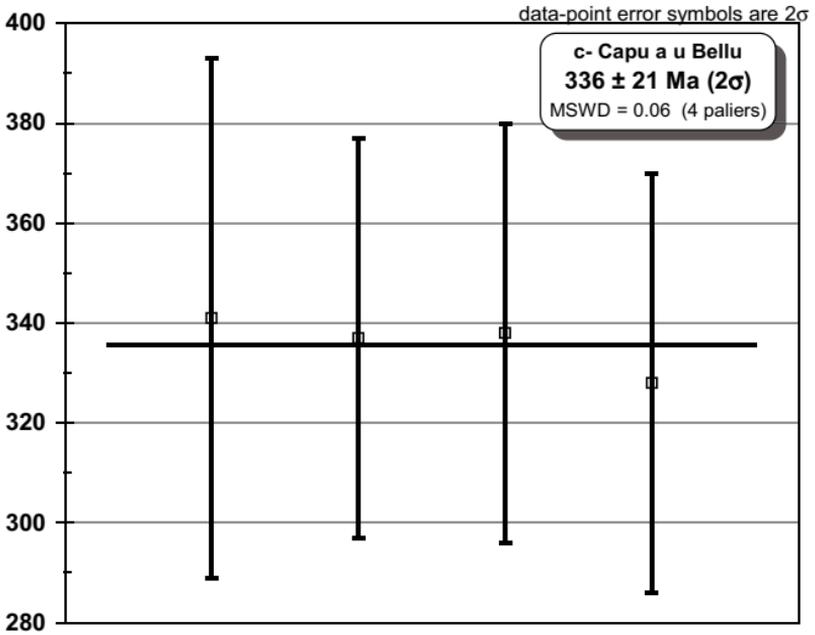


Fig. 5 - Moyenne pondérée des âges $^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$ des paliers conservés pour les zircons de l'échantillon de leucomonzogranite de Capu a u Bellu

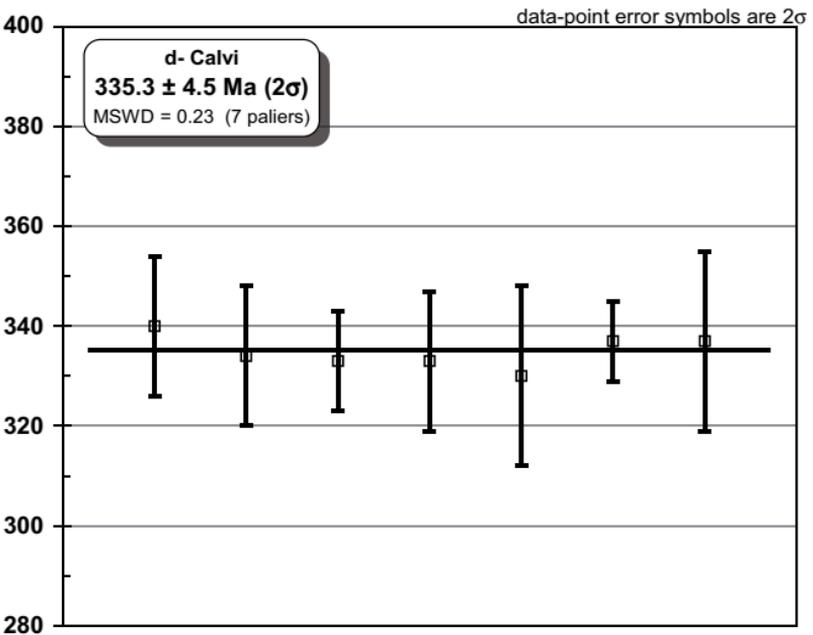


Fig. 6 - Moyenne pondérée des âges $^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$ des paliers conservés pour les zircons de l'échantillon du monzogranite de Calvi

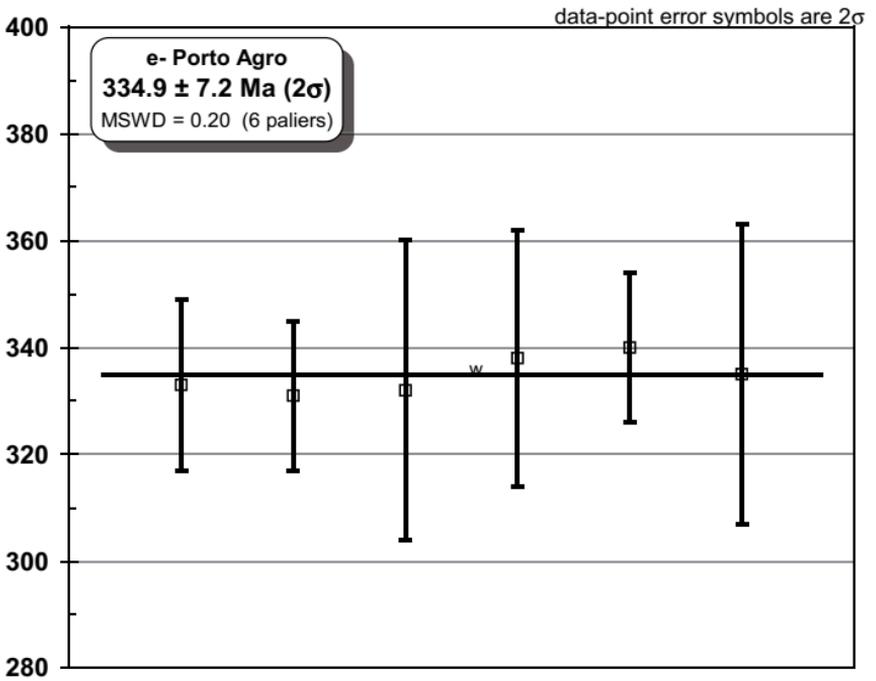


Fig. 7 - Moyenne pondérée des âges $^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$ des paliers conservés pour les zircons de l'échantillon du leucomonzogranite de Porto Agro

(1991). Les principes du choix de la représentation graphique nécessaire au calcul de l'âge moyen sont développés dans A. Cocherie *et al.* (2005) et dans Cocherie et Legendre (2007). Tous les traitements statistiques utilisent le programme ISOPLOT de Ludwig (2003). Tous les âges sont calculés à $\pm 2\sigma$.

Monazite de la micromonzogranodiorite de Bussaglia

Des minéraux lourds en assez grand nombre ont été séparés et montés en section polie. L'étude au MEB (électrons rétrodiffusés) a montré que les 30 grains séparés étaient tous des grains mixtes où, dans une gangue silicatée et/ou carbonatée, se trouvaient des phases ayant une composition de thorite ou de monazite. Les thorites ont donné des indications d'âge entre 58 et 22 Ma, mais pas d'âges statistiquement significatifs, en raison du nombre trop limité d'analyses exploitables.

En revanche quelques cristaux de monazite ont pu être analysés dans des conditions acceptables grâce à l'excellente résolution spatiale de la sonde électronique. On n'observe pas de contrastes très significatifs de composition car le Th, élément lourd dominant, ne varie pas significativement (tabl. 4). Par ailleurs, ces monazites sont particulièrement pauvres en U.

Cent-dix analyses ont été effectuées selon des traversées sélectionnées avec soin pour rester sur les domaines correspondants aux monazites. Cependant, seulement 44 analyses (sur 6 grains) ont pu être conservées car le total d'oxydes des autres analyses était en dehors de la fourchette de 97 % à 103 %. Les 44 analyses restantes ont pu être traitées dans le diagramme isochrone Th/Pb = f(U/Pb) (fig. 8), malgré la très faible variation du rapport Th/U, peu favorable à une grande précision sur la pente de la droite de régression. La pente de la droite de régression est éloignée de celle de l'isochrone théorique à 337 Ma. La valeur du MSWD à 0,96 est satisfaisante car nettement inférieure à la limite théorique de 1,43 (Wendt et Carl, 1991) : il s'agit bien d'une population unique.

L'âge moyen est calculé au barycentre des points, là où il est le mieux défini (fig. 8). Un âge moyen à 337 ± 7 Ma (2σ) est ainsi déterminé pour la micromonzogranodiorite de Bussaglia qui est interprété comme l'âge de cristallisation de la monazite.

Pb (ppm) $\pm \sigma$	U (ppm) $\pm \sigma$	Th (ppm) $\pm \sigma$	Âge isochrone $\pm 2\sigma$ Ma
Bussaglia (5 grains) 609 \pm 157	393 \pm 190	39 870 \pm 10 508	337 \pm 7 (n = 44)

Tabl. 4 - Résumé des analyses à la microsonde électronique. L'objet de ce tableau est de caractériser géochimiquement la monazite, en particulier en montrant le degré de variation des teneurs en U et Th (\pm déviation standard). Le nombre de points retenus pour le calcul isochrone est indiqué entre parenthèses

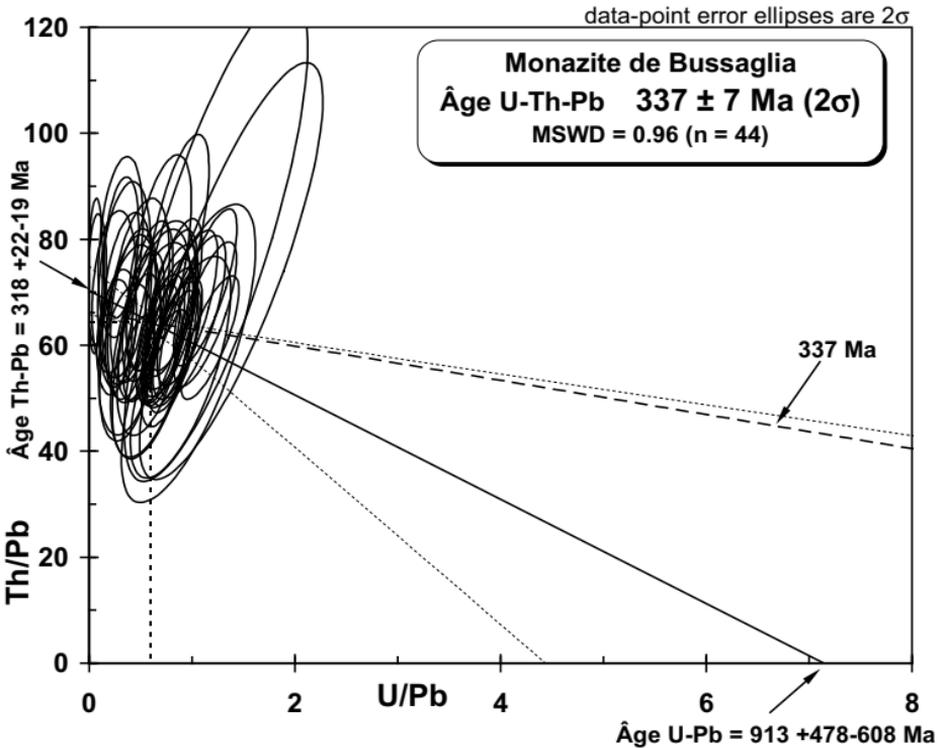


Fig. 8 - Diagramme isochrone Th/Pb = f(U/Pb) pour les monazites de l'échantillon de micromonzogranodiorite porphyrique de Bussaglia. L'isochrone théorique est notée en pointillés (337 Ma). Ici, sa pente est éloignée de celle de la droite de régression. Les hyperboles d'erreur définissant le domaine d'incertitude de part et d'autre de la droite de régression sont très écartées. Ceci est dû aux faibles teneurs en U, mais aussi en Th. Dans la mesure où l'isochrone théorique reste incluse entre les deux hyperboles on est autorisé à calculer l'âge et l'erreur sur l'âge au barycentre des points analytiques représentés par leur ellipse d'erreur