

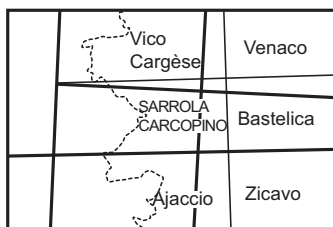
**CARTE
GÉOLOGIQUE
DE LA FRANCE
À 1/50 000**

SARROLA- CARCOPINO

SARROLA - CARCOPINO

La carte géologique à 1/50 000
SARROLA-CARCOPINO est recouverte
par les coupures suivantes
de la Carte géologique de la France à 1/80 000 :

- au Nord-Ouest : VICO (N° 262)
- au Nord-Est : CORTE (N° 263)
- au Sud-Ouest : AJACCIO (N° 264)
- au Sud-Est : BASTELLICA (N° 265)

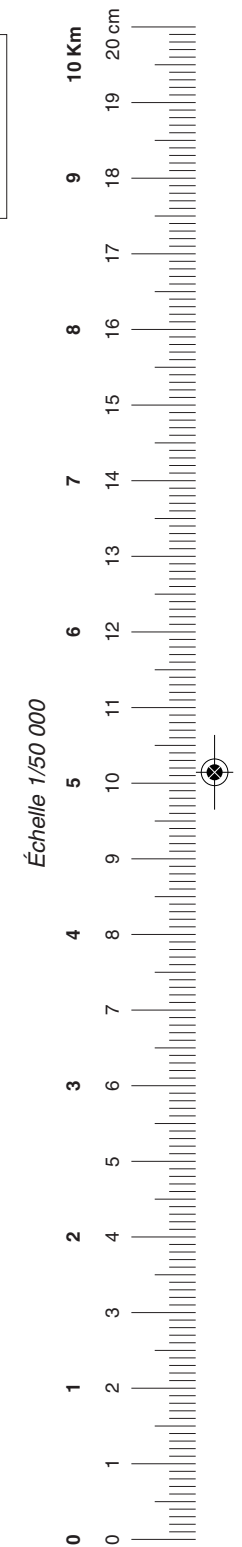


par

Ph. ROSSI, B. BONIN, A. COCHERIE,
I. THINON, Y. CABALLERO

Les utilisateurs de cette carte sont priés de faire connaître au Service géologique national (Secrétariat de la Carte géologique) les erreurs ou omissions qu'ils auront pu constater.

Il sera tenu compte de leurs observations dans la prochaine édition.



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

Président : J.-M. LARDEAUX ; *Vice-Président* : J. DUBREUILH ;
Secrétaire Général : D. JANJOU ; *Membres* : P. BARBEY,
Y. CALLEC, D. CASSARD, J.-L. DURVILLE, M. FAURE, D. GIBERT,
P. GIGOT, P. GUENNOG, F. GUILLOCHEAU, F. HANOT, L. JOLIVET,
P. LEDRU, D. MARQUER, G. DE MARSILY, P. NELHIG, R. POLINO,
F. QUESNEL, P. ROSSI, A. SCHAFF, K. SCHULMANN, D. TESSIER,
P. THIERRY, C. TRUFFERT, D. VASLET

Les recommandations pour faire référence à ce document
se trouvent en page 2 de la notice

**NOTICE EXPLICATIVE DE LA FEUILLE
SARROLA-CARCOPINO À 1/50 000**

par

**Ph. ROSSI, B. BONIN, A. COCHERIE, I. THINON,
Y. CABALLERO**

2015

**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., BONIN B., CONCHON O., GAUTHIER A., THINON I. (2014) – Carte géol. France (1/50 000), feuille Sarrola-Carcopino (1117). Orléans : BRGM. Notice explicative par Rossi Ph., Bonin B., Cocherie A., Thinon I., Caballero Y. (2015), 103 p.

– *pour la notice* : ROSSI Ph., BONIN B., COCHERIE A., THINON I., CABALLERO Y. (2015) – Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Sarrola-Carcopino (1117). Orléans : BRGM, 103 p. Carte géologique par Rossi Ph., Bonin B., Conchon O., Gauthier A., Thinon I. (2014).

© BRGM, 2015. 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 : 978-2-7159-2117-7

SOMMAIRE

RÉSUMÉ	7
ABSTRACT	9
INTRODUCTION	11
<i>CADRE GÉOLOGIQUE</i>	11
<i>TRAVAUX ANTÉRIEURS ET CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE</i>	13
DESCRIPTION DES TERRAINS	15
<i>TERRAINS NON AFFLEURANTS</i>	15
Formation du Vazzio (Oligocène)	15
<i>TERRAINS ENCAISSANTS DU BATHOLITE</i>	15
Formations métamorphiques à structuration hercynienne	16
<i>MAGMATISME VISÉEN : ASSOCIATION À CARACTÈRE MAGNÉSIO-POTASSIQUE U1</i>	17
Unités intrusives du groupe composite de Cargèse	27
Unités intrusives du groupe de Vico	32
<i>MAGMATISME STÉPHANIEN SUPÉRIEUR À PERMIEN INFÉRIEUR : ASSOCIATION VOLCANO-PLUTONIQUE COMPOSITE U2 (GRANITOÏDES SUB-ALUMINEUX ET ROCHES BASIQUES THOLÉITIQUES)</i>	35
Unités intrusives du groupe d'Ajaccio	35
Unités intrusives du groupe des leucomonzogranites	39
<i>ASSOCIATION MAGMATIQUE VOLCANO-PLUTONIQUE MÉTALUMINEUSE ET ALCALINE U3</i>	44
<i>SYSTÈME FILONIEN</i>	51
<i>FRACTURATION</i>	52
<i>ALTÉRATIONS HYDROTHERMALES</i>	52
<i>FORMATIONS QUATÉRNAIRES ET PLIOCÈNES</i>	53
<i>DOMAINE MARIN</i>	58
CONDITIONS DE FORMATION DES ENTITÉS GÉOLOGIQUES	68
<i>TÉMOINS DE CROÛTE INFÉRIEURE VARISQUE</i>	68
<i>MAGMATISMES PRÉ-OROGÉNIQUES CAMBRIENS ET ORDOVICIENS</i>	69
<i>MAGMATISME HERCYNIEN</i>	69
ÉVOLUTION TECTONO-MÉTAMORPHIQUE	71

SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE	74
GÉODYNAMIQUE RÉCENTE	76
GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT	77
<i>HYDROGÉOLOGIE</i>	77
<i>RESSOURCES MINÉRALES</i>	83
BIBLIOGRAPHIE	84
AUTEURS DE LA NOTICE	91
ANNEXE GÉOCHRONOLOGIE	93

LISTE DES FIGURES

Fig. 1 - Carte géologique schématique indiquant la position des socles : panafricain (E1), surmonté de sa couverture paléozoïque, et éovarisque (E2), ainsi que la localisation des différents groupes d'intrusions Mg-K U1	12
Fig. 2 - Évolution de la composition en CaO et de la somme des alcalins $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ par rapport à SiO_2 dans les associations magmatiques U1 et U2. La constance de la somme des alcalins, indépendante de la teneur en SiO_2 , est caractéristique de l'association U1 magnésio-potassique	18
Fig. 3 - Projection de la composition des biotites des roches Mg-K sur un plan Al, Fe, Mg. Cercles pleins : roches basiques U1 ; Cercles vides : roches acides U1 ; Croix : groupe U2	20
Fig. 4 - 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)	22
Fig. 5 - Carte de répartition des différents groupes d'intrusions Mg-K U1 ainsi que d'autres ensembles paléozoïques anté-permiens du NW de la Corse, avec report des âges géochronologiques	23
Fig. 6 - Comparaison des compositions des intrusions des groupes de Calvi et de Vico dans le diagramme de F. Debon et P. Lefort (1983)	24
Fig. 7 - Comparaison des compositions des roches des unités d'Omigna (groupe de Cargèse) et de Monticello (groupe de l'Ile-Rousse) dans le diagramme de F. Debon et P. Lefort (1983)	25

Fig. 8 - Typologie et tendance d'évolution typologique de la population de zircons de l'échantillon de monzonite quartzique mésocrate 00SAC001	28
Fig. 9 - Comparaison des spectres de Terres Rares des leucomonzogranites des associations magmatiques U1 et U2. Les leucomonzogranites U1 sont caractérisés par un fort fractionnement La/Yb et l'absence d'anomalie négative en Eu	30
Fig. 10 - Typologie de la population de zircons de l'échantillon de leucomonzogranite 05SAC03 de la lame de la Gravona	38
Fig. 11 - Typologie de la population de zircons de l'échantillon de leucomonzogranite G1 de la lame des Gozzi	42
Fig. 12 - Localisation des données disponibles (sondages BGM et BDSS ; profils sismiques) sur le domaine immergé de la Feuille Sarrola-Carcopino.	Hors texte
Fig. 13 - LIMA Cartographie des plates-formes sous-marines de la Corse entre 0 et 100 m de profondeur (d'après Guennoc <i>et al.</i> , 2001)	Hors texte
Fig. 14 - a) carte géologique de la marge à 1/250 000 feuille Corse (Thinon <i>et al.</i> , en préparation) ; b) localisation des données sismiques utilisées pour effectuer la cartographie	62-63
Fig. 15 - Exemple d'image sismique Très Haute Résolution (LIMA2) recoupant la plate-forme continentale du golfe de Sagone	66
Fig. 16 - Exemple d'image sismique Très Haute Résolution (LIMA2) recoupant un canyon sous-marin de Sagone à proximité de la côte	67
Fig. 17 - Localisation de la suture sud varisque (SSV) dans la branche méridionale de l'orogène varisque	72
Fig. 18 - Schéma d'évolution géodynamique du bloc corso-sarde	73
Fig. 19 - Carte structurale de la Corse montrant la distribution des âges TF sur apatites	78

LÉGENDE DU TABLEAU

Tabl. 1 - Analyses chimiques de leucomonzogranites U1 et U2	31
---	----

RÉSUMÉ

Le territoire situé sur l'emprise de la feuille Sarrola-Carcopino est principalement formé de roches granitiques hercyniennes et de quelques reliques des terrains encaissants du batholite.

Les formations métamorphiques ortho- et paradérivées, qui n'affleurent que dans la partie occidentale, sont clairement polyphasées et sont déformées 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. Ces intrusions revêtent partout sur la feuille un caractère plutonique. L'association U1 est constituée de roches de composition monzonitique, souvent sombres et riches en biotite et en mégacristaux 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 l'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 : (i) pour les termes plutoniques acides à intermédiaires, par des granodiorites à amphibole et biotite, des monzogranites à biotite et des leucomonzogranites et (ii) pour les termes plutoniques basiques, par des gabbros et diorites tholéiitiques 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. Les termes effusifs ne sont représentés sur la feuille que par des enclaves de rhyolites dans le massif des Gozzi.

3 - La troisième association magmatique U3, constituée de granites métalumineux ou alcalins, se met en place autour de 288 Ma (granites métalumineux) et est restreinte au complexe de Cauro-Bastelica dont la partie occidentale affleure au SE de la feuille.

Du point de vue structural, les panneaux de type « roof pendants » de U1 sont dispersés au toit des intrusions U2, notamment leucomonzogranitiques, dont ils constituent des témoins de l'encaissant. Les intrusions de l'association magmatique U1, constituées dans le détail par des lames à structuration interne subverticale, constituent le toit des intrusions de l'association U2. Ces dernières découpent et isolent des panneaux des premières, qui, comme au Monte Sant'Eliseo, forment des buttes-témoins de U1, au sommet des intrusions U2. Les différentes intrusions de leucomonzogranites, au SW de la feuille, ont été

interprétées comme appartenant à des apex d'intrusions en cloches reliées au même dispositif que celui de l'intrusion du Monte Sant'Eliseo qui s'envoierait vers le NE.

L'ensemble des granitoïdes et de leur encaissant est recoupé par un réseau filonien acide et basique localement bien développé dans la région de la Cinarca.

Le territoire de la feuille est parcouru par de grands couloirs d'accidents, d'orientation majeure NE-SW, le long desquels les roches ont subi une forte cataclase souvent accompagnée de rétro-morphose dans le faciès des schistes verts.

Dans les vallées de la Gravona, du Liamone et du Cruzzini, ainsi que dans la région de la Cinarca, les roches granitiques sont intensément altérées et la puissance des arènes peut atteindre plusieurs dizaines de mètres. Cette couverture d'arènes et d'altérites (arènes granitiques *p.p. max*) n'est pas cartographiée sur la présente carte.

En rive gauche de la Gravona, au Sud du Pont de Peri, affleurent des dépôts d'âge plaisancien qui constituent les témoins les plus septentrionaux des formations tertiaires connues sur le pourtour du golfe d'Ajaccio. L'évolution quaternaire a comporté des phénomènes d'érosion et de sédimentation fluviales, avec développement de terrasses dans les grandes vallées de la Gravona, du Liamone et du Cruzzini, des phénomènes de colluvionnement sur les versants et des phénomènes d'érosion et de sédimentation littorale.

Le substratum immergé de la feuille Sarrola-Carcopino prolonge le socle émergé, constitué de formations cristallines hercyniennes. Le socle acoustique présente un faciès sismique peu ou non réfléchissant. Sa surface est irrégulière, interprétée comme une surface d'érosion/abrasion polygénique, dont la plus récente serait la surface d'érosion messinienne. Lors de la crise de salinité messinienne, les marges corses ont été érodées et incisées, créant ou réutilisant le canyon sous-marin de Sagone. La plupart des branches du canyon de Sagone sont peu ou pas sédimentées, laissant apparaître le substratum cristallin. Certaines branches, comme celle de l'Anse de Sagone et du Golfe de la Liscia, sont partiellement comblées par une épaisse formation sédimentaire d'âge supposé principalement post-Messinien.

Les structures tectoniques n'ont pas été distinguées sur les profils sismiques. Au vu de la morphologie de la marge, on peut supposer que les structures affectant le socle émergé se poursuivent en mer.

ABSTRACT

The Sarrola-Carcopino map area is mainly underlain by granitic rocks of Hercynian age and a few remnants of the hostrock of this batholith.

The ortho- and para-derived metamorphic formations, which are only exposed in the western part of the area, are clearly polyphase and were deformed by a late Variscan phase. The batholith was formed between 345 and 280 Ma, creating three main magmatic associations called U1 to U3, whose emplacement periods might have partly overlapped.

1 - U1, the first "magnesium-potassic" association, was emplaced during the Viséan (Middle Carboniferous), between 345 and 330 Ma. These intrusions have a plutonic character everywhere in the map area. The U1 association includes rocks of a monzonitic composition, generally dark and rich in biotite and centimetre-size potassium-feldspar mega crystals, associated with ultrapotassic basic rocks. Such intrusions, which in western Corsica are found from the Ile-Rousse until south of Ajaccio, are restricted to the western part of the sheet.

2 - The magmatic U2 "composite" association was emplaced between 305 and 290 Ma. This volcanic-plutonic unit, which today forms most of the exposures, consists of an acid and a basic unit. Acid-to-intermediate plutonic rocks include granodiorite with amphibole and biotite, monzogranite with biotite, and leuco-monzogranite; the basic plutonic rocks are gabbro and tholeiitic diorite that accompanied the emplacement of U2 and U3 magmas, and are exposed as intrusive stratified bodies, stocks and veins. Effusive rocks are only exposed in the map area as rhyolite enclaves in the Gozzi massif.

3 - The third magmatic association U3, composed of meta-aluminous and alkaline granites, was emplaced around 288 Ma (for the meta-aluminous granite) and is restricted to the Cauro-Bastelica complex whose western part is exposed in the south-east of the map area.

From a structural viewpoint, "roof pendant"-like U1 panels are scattered within the roof of U2 intrusions, especially leuco-monzogranite, in which they are the remains of the U2 hostrock. In detail, such panels consist of slivers with an internal sub-vertical structure. The U2 intrusions thus have carved up and isolated U1 rocks that, as at Monte Sant'Eliseo, "float" as U1 monadnocks on top of U2 intrusions. The various leucomonzogranite intrusions in the south-west of the sheet have been interpreted as belonging to the apexes of bell-shaped intrusions related to the Monte Sant'Eliseo intrusion that would dip to the north-east.

All granitoid rocks and their hostrocks are intersected by an acid- and basic-vein network that locally, such as around Cinarca, can be very well developed.

The map area is traversed by major fault traces, mostly with a NE-SW orientation, along which the rocks were subjected to severe cataclasis, commonly accompanied by a retromorphosis to greenschist facies.

In the Gravona, Liamone and Cruzzini valleys as well as in the Cinarca region, the granite is strongly weathered and the resulting coarse sands can be several tens of metres thick. This cover of weathered granitic sand is not shown on the map.

On the left bank of the Gravona, south of Peri Bridge, Plaisancian-age deposits are exposed that are the most northerly Tertiary formations known around the Gulf of Ajaccio. Quaternary changes included fluvial erosion and sedimentation, the development of terraces in the wide Gravona, Liamone and Cruzzini valleys, colluvium deposits on the slopes, and coastal erosion and sedimentation.

The hidden substratum of the Sarrola-Carcopino sheet extends the exposed basement, composed of Hercynian crystalline formations. This acoustic basement has a seismic facies that is little or not reflective. Its surface is irregular, interpreted as a polygenic erosion/abrasion surface, the most recent of which might be the Messinian erosion surface. During the Messinian salinity crisis, the Corsican coasts were eroded and incised, creating or re-using the submarine Sagone canyon. Most of the branches of this canyon have little or no sediment cover, exposing the crystalline basement rock. Some branches, however, such as those of the Anse de Sagone and the Liscia Gulf, are partially filled with a thick sedimentary formation of a supposedly post-Messinian age.

No tectonic structures were identified on the seismic profiles, but, in view of the morphology of the margin, it can be supposed that the structures affecting the exposed basement continue below the sea.

INTRODUCTION

CADRE GÉOLOGIQUE

Le territoire couvert par la feuille Sarrola-Carcopino est constitué quasi-exclusivement de formations de nature granitique et de leur encaissant, qui subsiste dans quelques panneaux exposant le socle métamorphique éovarisque ; ce substratum est souvent affecté par une forte altération. Les formations sédimentaires sont réduites aux dépôts pliocènes de la vallée de la Gravona et aux alluvions quaternaires.

Comme au Nord, sur la feuille Vico-Cargese, cette région permet d'observer les différentes unités intrusives des trois associations magmatiques qui constituent le batholite et de reconnaître leurs relations géométriques. Les formations métamorphiques pré-batholitiques, constituées de gneiss et amphibolites à déformation éovarisque, n'affleurent ici que de façon restreinte, sur la façade maritime de la feuille.

Dans la partie NW de la carte, en rive droite de la Gravona, se trouvent les formations granitiques les plus anciennes qui appartiennent à l'association magnésio-potassique (U1). L'organisation d'ensemble des intrusions U1 (fig. 1), qui apparaît mieux réglée plus au Nord, est perturbée ici par la mise en place des intrusions calco-alcalines U2 postérieures, et par la fracturation alpine. Les panneaux de type « roof pendants » U1 sont dispersés au toit des intrusions U2, notamment leucomonzogranitiques, dont ils constituent des témoins de l'encaissant. Les intrusions de l'association magmatique U1, constituées dans le détail par des lames à structuration interne subverticale, constituent le toit des intrusions de l'association U2. Ces dernières découpent et isolent des panneaux des premières qui, comme au Monte Sant'Eliseo, « flottent », à l'instar de buttes-témoins de U1, au sommet des intrusions U2 (*cf.* coupe générale). Les différentes intrusions de leucomonzogranites au SW de la feuille ont été interprétées comme appartenant à des apex d'intrusions en cloches reliées au même dispositif que celui de l'intrusion du Monte Sant'Eliseo qui s'envoierait vers le NE.

Le niveau d'érosion du bâti semble s'approfondir depuis le Nord de la feuille Vico-Cargese vers le Sud de la feuille Sarrola-Carcopino car les intrusions U1 qui forment l'encaissant des intrusions U2 n'y apparaissent plus qu'en panneaux épars, au toit des intrusions U2.

Au sein de l'association U2, les intrusions appartiennent au Groupe d'intrusions d'Ajaccio, caractérisé macroscopiquement par la présence de roches à feldspath-K rosé, fréquemment à macrocristaux.

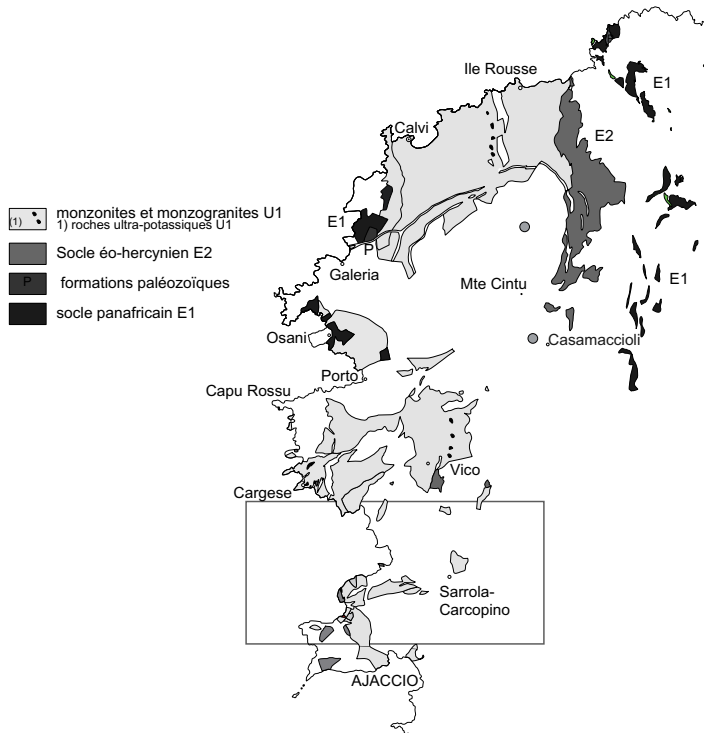


Fig. 1 - Carte géologique schématique indiquant la position des socles : panafricain (E1), surmonté de sa couverture paléozoïque, et éovarisque (E2) ainsi que la localisation des différents groupes d'intrusion Mg-K U1. En encadré : position de la carte géologique de Sarrola-Carcopino où n'affleure que le socle éovarisque (E2)

Des intrusions de roches basiques gabbro-dioritiques tholéitiques, en septums ou bien en corps de faible étendue, recoupent des intrusions de monzogranites (Calcatoggio) et sont associées à la mise en place des leucomonzogranites U2 (Alata, Sant'Eliseo, Eaux vives ...).

En rive gauche de la Gravona, le complexe de Cauro-Bastelica, qui affleure sur la moitié de sa superficie, permet d'observer notamment des granites perthitiques (hypersolvus) à hastingsite-fayalite (U3) au Lac de Tolla. La mise en place de ces granites U3 s'effectue selon un mécanisme de subsidence de blocs de type « cauldron subsidence » (Bonin, 1972).

Une série sédimentaire continentale conglomératique de l'Oligocène supérieur synrift, d'environ 300 m d'épaisseur, affleure au sein d'un héli-graben à la bordure extérieure sud de la feuille, dans le secteur du Vazzio (au Nord de la feuille Ajaccio, Rossi *et al.*, 1986), immédiatement au Sud de la feuille Sarrola-Carcopino. Sa position et la nature de son remplissage suggèrent que certains canyons de la marge ouest corse ont pu se former au cours de l'Oligocène.

En rive gauche de la Gravona, au Sud du Pont de Peri, à une altitude d'une centaine de mètres, affleurent sur plusieurs hectares des argiles pliocènes qui ont fait l'objet d'exploitation.

La partie immergée de la feuille Sarrola-Carcopino est représentée selon quatre niveaux d'informations : (1) la géologie du substratum anté-quadernaire, (2) la nature des fonds sous-marins, (3) les isobathes du fond marin en mètres et (4) les isohypses de la surface d'érosion messinienne (en secondes temps double).

TRAVAUX ANTÉRIEURS ET CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE

Travaux antérieurs

La première édition de la feuille Ajaccio à 1/80 000, établie par J. Deprat (1906), discrimine déjà les principales formations plutoniques qui forment le substratum de la région. Y sont en effet identifiés les granites perthitiques et leucomonzogranites (regroupés sous la dénomination de « granulites »), différents types de granitoïdes, dont la « granulite à amphibole ... à feldspaths aplatis suivant g1 (010), amphibole ... apatite, sphène et zircons abondants » qui sont rapportés ici aux unités U1 magnésio-potassiques.

La seconde édition de la carte Ajaccio à 1/80 000 (Lapadu-Hargues *et al.*, 1965), reprise pour partie de la carte établie par J. Petey (1962), apporte

localement des renseignements pétrographiques, mais ne propose pas de structure d'ensemble.

Les travaux de J.-B. Orsini (1980) ont établi un schéma général de l'organisation du batholite corso-sarde et notamment la mise en évidence de deux associations magmatiques : subalcaline (ici notée U1 Mg-K) et calco-alcaline (ici notée U2). Les granites alcalins (ici notés U3) de la région de Tolla-Cauro ont fait l'objet de travaux de thèses de J.-P. Quin (1969) et B. Bonin (1972, 1980).

Conditions d'établissement de la carte

Le secteur situé dans l'emprise de la carte Sarrola-Carcopino est constitué majoritairement de formations de nature granitique. Dans les vallées de la Gravona, du Liamone et du Cruzzini, ainsi que dans la région de la Cinarca, les roches granitiques sont intensément altérées et la puissance des arènes peut atteindre plusieurs dizaines de mètres (jusqu'à une soixantaine reconnue en sondage dans l'axe de la Gravona, en amont de Mezzavia). Cette couverture d'arènes et d'altérites (arènes granitiques *p.p. max*) n'a pas été cartographiée sur la présente carte.

Dans ces conditions, la reconnaissance sur le terrain des types pétrographiques originaux ne se fonde souvent que sur la reconnaissance macroscopique des isaltérites à l'affleurement en tenant compte : (1) du grain de la roche, (2) de l'indice de coloration (lorsque les biotites ne sont pas -ou pas trop- hydrolysées), (3) de la teneur en quartz, feldspath potassique (lorsque ce dernier peut être distingué par sa couleur rose) ou bien encore de la présence -ou bien de l'absence- d'enclaves basiques. Ceci explique, en grande partie, la rareté des mesures structurales. La présente cartographie s'est attachée à discriminer les différents types pétrographiques, à définir les différents corps intrusifs et à comprendre leurs relations géométriques et chronologiques.

B. Bonin a fourni des contours, établis entre 1970 et 1976, pour le complexe granitique de Tolla-Cauro (dit encore de Cauro-Bastelica) et d'autres massifs de granites leucocrates ainsi que les éléments de notice explicative correspondants (1983), mais seules ont été utilisées ici les données concernant le complexe de Tolla-Cauro.

Le lever des formations quaternaires a été réalisé par O. Conchon et A. Gauthier et la cartographie des formations sous-marines par I. Thinon.

L'échelle utilisée pour assurer la correspondance entre l'âge géochronologique des intrusions et les âges stratigraphiques est celle de la Commission internationale de stratigraphie (ICS, 2015), qui situe notamment à $298,9 \pm 0,1$ Ma l'âge de la limite Carbonifère-Permien.

DESCRIPTION DES TERRAINS

TERRAINS NON AFFLEURANTS

Formation du Vazzino (Oligocène)

La Formation du Vazzino affleure immédiatement au Sud de la feuille Sarrola-Carcopino, sur la retombée méridionale du Monte Sant'Angelo (feuille Ajaccio, cf. schéma structural). Sa découverte (1999) étant postérieure à l'édition de la carte géologique d'Ajaccio (1986), une brève description en est fournie ici.

Sur une surface d'environ 0,25 km², au revers sud du Monte Sant'Angelo, les affleurements conglomératiques de la Formation du Vazzino (Ferrandini *et al.*, 1999), reposent sur le substratum granitique. L'ensemble est localement fossilisé par le Pliocène inférieur marneux (Magné *et al.*, 1977). La série est datée Oligocène supérieur par l'association pollinique (Schuler *et al.*, 2002); la présence de restes d'un mammifère, *Pomelomeryx boulangeri* (Ferrandini *et al.*, 2000), permettant de préciser un âge chattien supérieur (MP 29). Les milieux de dépôt sont de type lacustre et torrentiel.

D'une épaisseur de 250 à 300 m, cet ensemble détritique représente le témoin d'un bassin beaucoup plus vaste, en grande partie décapé par l'érosion. Seule la moitié supérieure de la formation principale est observable. Sur des conglomérats à matrice gréseuse grossière, affleure un niveau grés-argileux de 30 cm recouvert par un banc de grès grossier à fin de 40 cm formant surface structurale. Ce dernier niveau a livré des restes de microflore ainsi que des empreintes de macroflore et d'une mandibule de vertébré. Des conglomérats hétérométriques à galets peu émoussés et des brèches recouvrent ce niveau fossilifère. Les galets sont issus du cortège granitique du batholite.

La série se poursuit par un ensemble de séquences de 3 à 5 m d'épaisseur, conglomératiques à la base et se terminant par des grès grossiers feldspathiques ou des microconglomérats.

TERRAINS ENCAISSANTS DU BATHOLITE

Au sein des terrains encaissant le batholite, deux ensembles de formations ont été identifiés. Un premier ensemble de micaschistes E1 (panafricain), surmonté de formations paléozoïques -non à très peu déformées- qui repose au toit du batholite et un second ensemble gneissique E2, ayant subi déformations et métamorphismes varisques (fig. 1).

Les micaschistes E1, n'affleurent qu'au Nord du complexe de Porto (feuille Vico-Cargèse) -notamment dans les régions de Galeria et des Agriates- ils sont

associés à des amphibolites. Localement très déformés, ils sont métamorphisés dans le faciès des Schistes verts ; cet ensemble E1 n'affleure pas sur la feuille Sarrola-Carcopino L'ensemble des gneiss E2, à structuration varisque, affleure dans la partie occidentale de la feuille, il regroupe des formations ortho- et para-dérivées, qui ont subi un métamorphisme de type amphibolite.

Formations métamorphiques à structuration hercynienne

ζM. Gneiss migmatitiques et migmatites (Villanova). Les reliques de l'encaissant des intrusions granitiques sont des gneiss et des migmatites qui affleurent dans région côtière entre Villanova et le Golfe de Lava. Les migmatites ont une composition granitoïde avec biotite et muscovite abondantes et parfois un peu de sillimanite.

ζλ. Gneiss et amphibolites (i Monaghji). Ont été rassemblées sous cette rubrique un ensemble de roches à dominante gneissique, semblables aux ζM, avec des occurrences d'amphibolites et une moindre proportion de migmatites.

Les amphibolites affleurent assez largement à la Pointe d'Aquilone où elles alternent avec des gneiss amphiboliques, voire des micaschistes.

Relation entre les granitoïdes Mg-K et le socle métamorphique

Une grande partie des panneaux de socle métamorphique affleurant sur la feuille Sarrola-Carcopino sont au contact des roches de l'association magnésio-potassique U1.

À Costi di Villanova (golfe de Lava), les micaschistes montrent une schistosité de flux affectée par des plis décimétriques à métriques de seconde génération. Des filons qui épousent grossièrement, en l'utilisant, la courbure des plis précédents sont émis à partir des granitoïdes potassiques massifs, la schistosité liée à ces plis a, de plus, rejouée en affectant ces filons.

Un kilomètre plus au Nord (sous la Tour Pelusella), ce sont les roches basiques potassiques qui sont intrusives dans les gneiss et amphibolites. Le contact entre roches basiques potassiques et amphibolites est net et bien visible, plus au Nord, dans le panneau métamorphique des Monaghi, sur les rives du golfe de Sagone, mais il ne montre pas de bordure figée.

Sur la route de Villanova-Pruno, au Nord du Monte Pozzo di Borgo, on observe de petites apophyses décamétriques de granites potassiques qui recourent les leucosomes anatectiques qui baignent localement l'encaissant métamorphique. La forme ondulante de ces apophyses aux épontes nébuleuses suggère une mise en place du matériel magnésio-potassique dans un encaissant encore largement déformable plastiquement. Des conditions identiques de mise

en place sont probablement réalisées sur le flanc oriental du Monte Sant Eliseo, au SE de la chapelle de Santa Reparata (SE de Sari d'Orcino), où l'on note l'association assez systématique de leucosomes nébulitiques avec des monzonites quartziques, le couvert végétal n'a pas permis de suivre ces contacts dans le détail lors de la reconnaissance cartographique.

Des observations comparables ont été réalisées sur le versant Sud du Monte Cervello (feuille Vico-Cargese) entre Salice et Rosazia où le socle métamorphique est formé de gneiss anatectiques enclavant des panneaux décimétriques d'amphibolites et de micaschistes. Le contact de ce socle avec les monzonites de l'association Mg-K est très diffus et difficile à localiser. Les monzonites et les anatectites sont intimement liées et alternent localement sur quelques mètres de puissance.

La distinction sur le terrain entre les granites anatectiques et les leucogranites U1 n'est pas toujours aisée. Ainsi, les septa de leucogranites qui affleurent au sein des panneaux de socle à l'Est de Villanova, sont des granites anatectiques ; ils n'appartiennent pas à l'association Mg-K comme ceux situés un peu plus au Nord à la Punta d'Aquilone.

L'épisode anatectique a été daté à 345 ± 3 Ma (Li *et al.*, 2014) dans le panneau de Vignola, au NE des Sanguinaires (immédiatement au Sud de la feuille Sarrola-Carcopino, sur la feuille Ajaccio) et, plus au Nord, dans le panneau des gneiss de Belgodere à 337 ± 8 Ma (Rossi *et al.*, 2009) et 345 ± 11 Ma (Li *et al.*, 2014).

MAGMATISME VISÉEN : ASSOCIATION À CARACTÈRE MAGNÉSIO-POTASSIQUE U1

Les caractères et les conditions d'identification géochimique des granitoïdes de l'association magnésio-potassique U1 ont été développés dans la notice de la feuille Vico-Cargese et sont résumés ci-après.

Cadre structural général

Les granites Mg-K occupent en Corse une position géostructurale remarquable : intrusifs entre deux socles d'âge et de structuration différents (E1 et E2), ils présentent en outre vis-à-vis d'eux des relations thermiques et structurales contrastées.

À l'Est des intrusions Mg-K, le socle éovarisque E2 de caractère polyphasé, affecté par une dernière phase de structuration hercynienne, 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

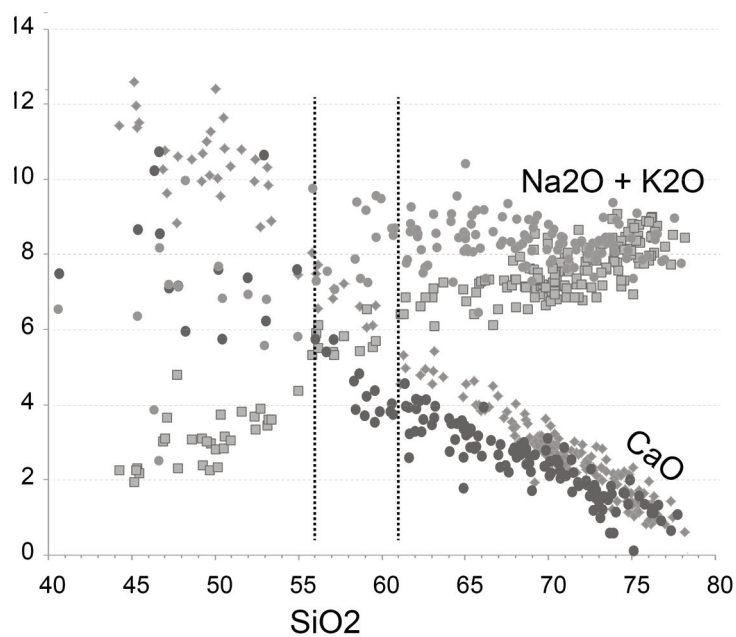


Fig. 2 - Évolution de la composition en CaO et de la somme des alcalins $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ par rapport à SiO_2 dans les associations magmatiques U1 et U2. La constance de la somme des alcalins, indépendante de la teneur en SiO_2 est caractéristique de l'association U1 magnésio-potassique

Selon la définition originale (Peacock, 1931), seule l'association U2 peut être qualifiée de calco-alcaline parce que l'intersection des tendances d'évolution de la composition en CaO opposée à celle de la somme $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ se situe dans l'intervalle 56 % $<\text{SiO}_2 < 61$ %.

Légende : U1 : cercles, U2 : carrés et losanges.

occidentale, les gneiss de Belgodere 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, et recouvert par des terrains d'âge paléozoïque datés de l'Ordovicien au Tournaisien inférieur (vers 355 Ma), 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 et géochimiques particuliers qui permettent de le caractériser sans grandes difficultés (fig. 2) : (1) fréquence des macrocristaux de feldspath potassique violacés à rosés, (2) présence de titanite macroscopique, (3) comportement singulier de la somme des alcalins $K_2O + Na_2O$ (Orsini, 1980) et (4) des éléments en trace (Cocherie, 1984).

Il s'étend, à terre, sur la façade occidentale de la Corse depuis Ile-Rousse jusqu'au Sud d'Ajaccio (fig. 1), la continuité méridienne de l'ensemble des intrusions magnésio-potassiques (Mg-K) est toutefois interrompue par les complexes volcano-plutoniques permien du Monte Cinto et d'Evisa qui les recourent. 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 pluri-kilométrique. 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 à très potassiques et des roches intermédiaires à acides à tendance monzonitique.

Macroscopiquement les roches Mg-K sont caractérisées, en règle générale, par la présence de macrocristaux de feldspath potassique qui définissent une fabrique planaire bien marquée, le plus souvent subverticale.

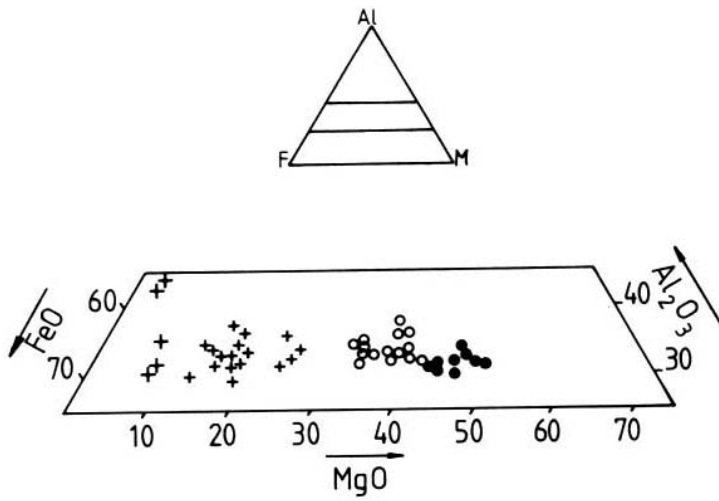


Fig. 3 - Projection de la composition des biotites des roches Mg-K sur un plan Al, Fe, Mg

Cercles : U1 ; pleins : roches basiques ; vides : roches acides. Croix : U2.

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 à faible profondeur, aussi bien dans le groupe d'Ile-Rousse (leucogranite de Punta di Telamu), que dans le groupe de Calvi (leucosyéno-granites 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 hercynienne majeure, en y développant un métamorphisme de contact (cornéennes).

Sur la feuille Sarrola-Carcopino, on se trouve dans un compartiment situé au Sud de la ligne Porto-Francardo et à l'Ouest de la faille de la Gravona où n'affleurent plus les formations panafricaines mais seulement des formations métamorphiques éovarisiennes.

Caractères minéralogiques et géochimiques

L'ensemble des roches magnésio-potassiques (ou « Mg-K ») se caractérise, du point de vue minéralogique, par les caractères suivants :

- la biotite est toujours de composition magnésienne $45 < XMg < 55$ (fig. 3) ;
- 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 actinolitique est très souvent présente (en sus de la hornblende verte) ;
- le plagioclase est très peu zoné, de composition An30 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 une grande partie des roches Mg-K : « granite à sphène » (sphène = titanite) ;
- l'épidote (pistacite-zoïsite), souvent observable, a été décrite comme secondaire sur la base d'observation texturales (Orsini, 1980 ; Laporte, 1987), mais a été en revanche 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 à peu près constantes.

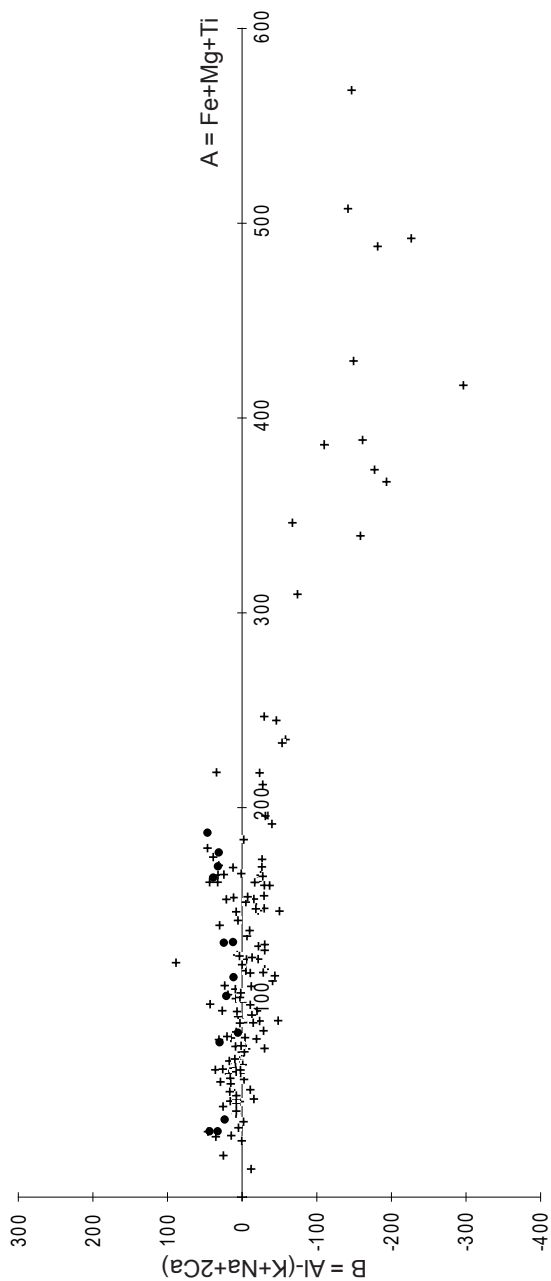


Fig. 4 - Projection des compositions des granitoïdes Mg-K, des roches ultra-potassiques et des granitoïdes alumineux de Corse occidentale dans le diagramme de F. Debon et P. Lefort (1983)

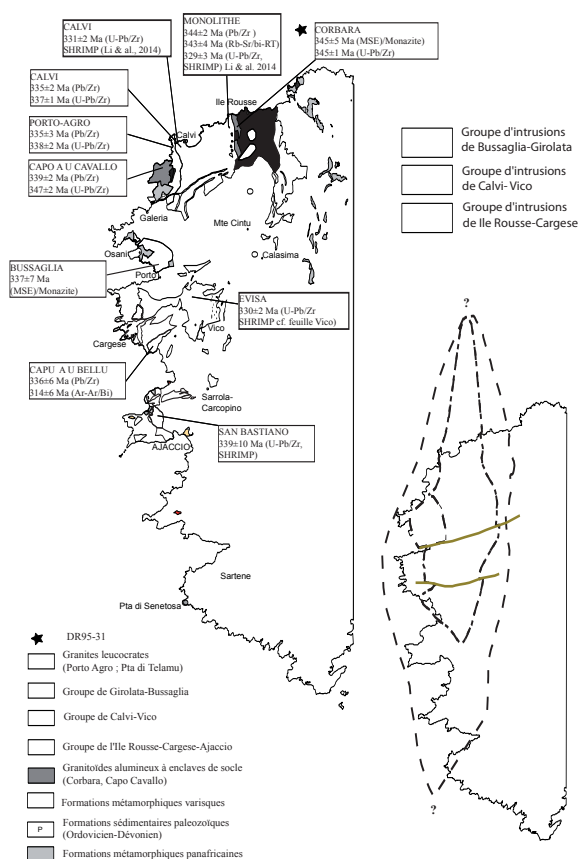


Fig. 5 - Carte géologique schématique indiquant la position des socles : panafricain (E1), surmonté de sa couverture paléozoïque, et éovarisque (E2) ainsi que la localisation des différents groupes d'intrusion Mg-K U1

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 hercynien ;
 - le groupe de Calvi-Vico, circonscrit à l'intérieur du précédent, occupe une position plus élevée structuralement, au contact des deux types de socle E1 et E2 ;
 - le groupe de Girolata-Bussaglia est en position de toit sous les formations E1.

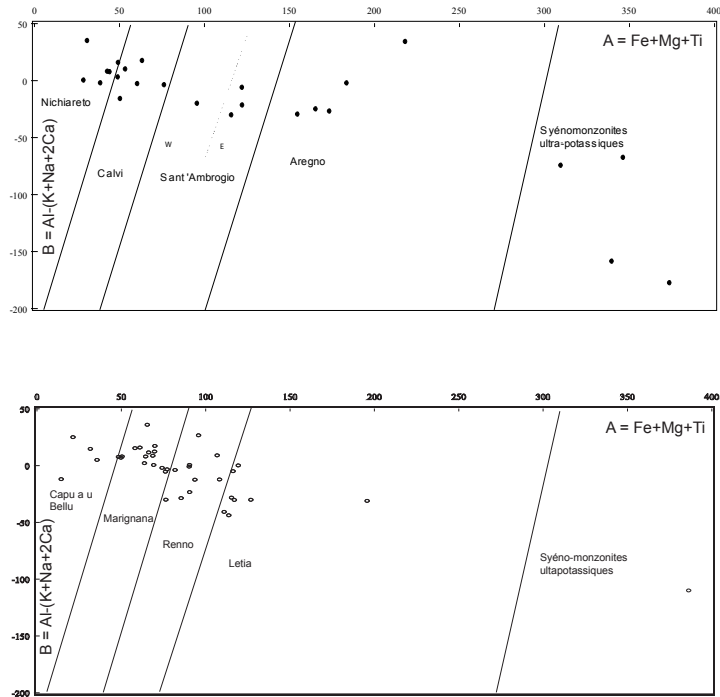


Fig. 6 - Comparaison des compositions des intrusions des groupes de Calvi et de Vico dans la projection de F. Debon et P. Lefort (1983)

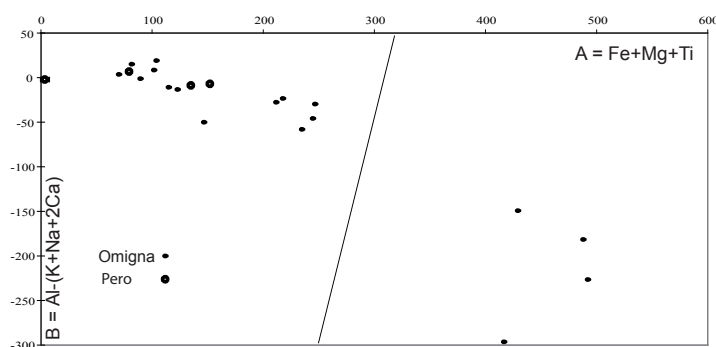
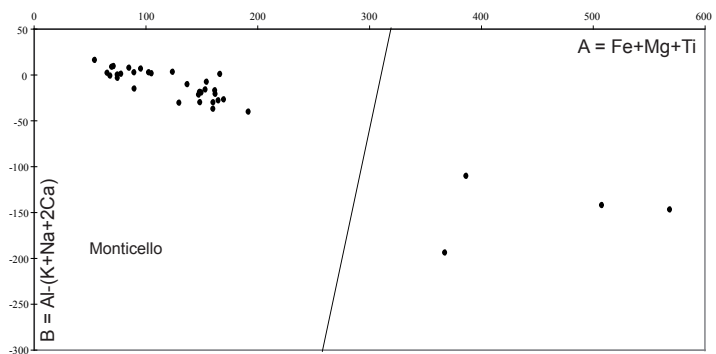


Fig. 7 - Comparaison des compositions des roches des unités d'Omigna (groupe de Cargese) et de Monticello (groupe d'Ile-Rousse) dans la représentation de F. Debon et P. Lefort (1983)

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. 4). 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 $B > 0$).

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 situé au nord du complexe volcanique du Monte Cinto, les intrusions Mg-K ont été réunies en 2 groupes principaux : Calvi et Ile-Rousse (fig. 5), définis dans les notices explicatives des feuilles Calvi et Vico-Cargese.

Dans l'ensemble situé au Sud du complexe volcanique du Monte Cinto, les groupes d'intrusions définis sont les suivants (fig. 5) :

– le **groupe de Calvi-Vico**. Le groupe de Vico est l'équivalent méridional du groupe de Calvi, affleure, comme ce dernier, sur une vingtaine de kilomètres d'Ouest en Est. Il comprend des unités de plus en plus différenciées de l'E vers le SW, depuis l'unité de Letia-Salice, formée de monzonites quartziques à amphibole- biotite-rare clinopyroxène et roches ultrapotassiques, celle des monzogranites à biotite amphibole de Renno-Lopigna, celle des monzogranites à biotite de Marignana-Piana (restreinte à la feuille de Vico-Cargèse) jusqu'à celle des leucomonzogranites de Capu a u Bellu (336 ± 11 Ma) sur la feuille Sarrola-Carcopino. Les homologues entre unités N et S peuvent s'établir ainsi : Aregno = pas d'équivalence ; Sant' Ambrogio E = Letia-Salice; Sant' Ambrogio W = Renno-Lopigna ; Calvi = Marignana Piana ; Nichiareto = Capu a u Bellu (fig. 6). 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-Salice** associe des types pétrographiques semblables, toutefois la composition des monzonites y apparaît sensiblement plus différenciée qu'à Aregno par une teneur en SiO_2 plus élevée et la rareté du clinopyroxène ;

– le **groupe composite d'Île-Rousse – Cargese**. Ce groupe d'intrusions réunit un ensemble d'unités semblables en composition (fig. 7) à celles d'Ile-Rousse ensemble nord) et de Cargèse (ensemble sud), mais il occupe une position occidentale par rapport à celui de Vico (alors que celui d'Ile Rousse se trouve à l'Est de celui de Calvi). L'**unité composite d'Omigna-San Bastiano** est formée de monzonites quartziques et monzogranites mésocrates à feldspath K blancs de taille moyenne à grande (de 3 à 10 cm). Cette unité 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'Ile 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-Ajaccio est composée de monzogranodiorites à biotite-amphibole. Aux unités d'Omigna et du Pero sont également associées des roches basiques ultrapotassiques et très potassiques.

Unités intrusives du groupe composite de Cargèse

VC. Stocks et massifs basiques ultra-potassiques et très potassiques, syénodioritiques. 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. Leur composition modale varie d'un pôle dioritique à un pôle syénitique. Ces roches basiques ultrapotassiques affleurent, principalement en stocks déca- à hectométriques, au Nord du Golfe de Lava au sein des monzogranodiorites à petits feldspaths potassiques de l'unité du Pero-Ajaccio et du socle métamorphique.

Ce sont des roches noires et très denses, le plus souvent subisogranulaires 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 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.

Malgré d'importantes variations texturales et compositionnelles, l'association minéralogique des roches ultrapotassiques 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) est symptomatique du cortège des minéraux accessoires. Un exemple caractéristique de ces roches, à composition de mélasyénite, affleure sous la tour de Capiglio, au Nord du Golfe de la Liscia (X = 524 100 ; Y = 186 180). Le feldspath-K y est riche en Ba (0,4 % BaO), le plagioclase, peu zoné est presque entièrement sericitisé, la biotite est très magnésienne (XMg = 0,70), le clinopyroxène est un diopside chromifère (Cr₂O₃ = 0,4 %), l'amphibole à clinopyroxène relique est une édénite (XMg = 0,65). Les accessoires sont le zircon, l'apatite et la titanite. Les opaques sont constitués de pyrite à inclusions de chalcopyrite et d'ilménite. La roche contient des enclaves d'une taille d'1 cm au maximum transformées en amas de chlorite qui pourraient représenter d'anciennes olivines déstabilisées.

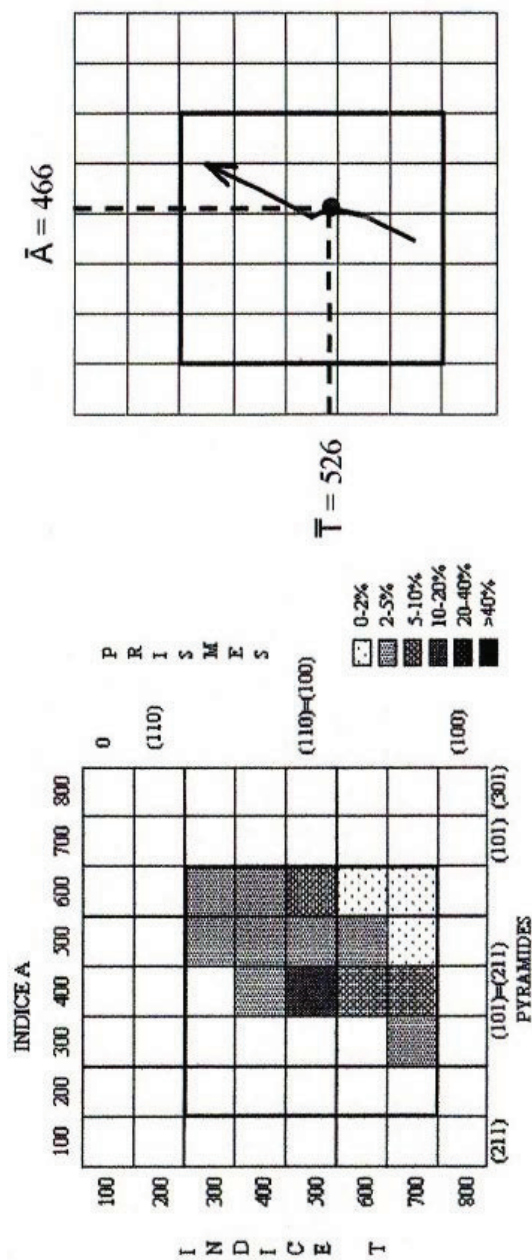


Fig. 8 - Typologie et tendance d'évolution typologique de la population de zircons de l'échantillon de monzonite quartzique mésocrate 00SAC001

γ^M_{q0} . **Monzonites quartziques mésocrates à biotite et rares monzogranites de l'unité composite d'Omigna - San Bastiano (339 ± 10 Ma, U-Pb, Zr)**. 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 mésostructurale se retrouve au plan mégascopique.

Il devrait être 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.

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

Dans le secteur du Col de San Bastiano, on observe que les monzonites quartziques ont subi une très forte cataclase accompagnée d'une chloritisation des biotites et de la rubéfaction des feldspaths-K. Les causes de cette déformation peuvent être recherchées dans les mouvements qui ont accompagné la mise en place des intrusions U2 et/ou la tectonique alpine.

Les zircons de la roche sont abondants, faiblement rosés, d'aspect assez frais, avec de nombreuses inclusions d'apatite. Des zonations concentriques très serrées sont présentes sur de nombreux grains. Le point moyen de la population (fig. 8) avec $A = 466$; $T = 526$, place cette population dans le domaine des granites calco-alcalins potassiques (Pupin, 1980).

Les monzonites quartziques de l'unité composite d'Omigna-San Bastiano ont été datées à 339 ± 10 Ma par la méthode U-Pb sur zircons (SHRIMP).

γ^{3-4MK} . **Monzogranodiorites à petits cristaux de feldspath potassique de l'unité du Pero - Ajaccio**. Ce sont des roches à grain moyen qui renferme de nombreux macrocristaux de feldspath potassique blanc dont la taille va de 1 à 4 cm. Leur teinte gris-bleu est due à la grande abondance des ferro-magnésiens (biotite et amphibole). Le plagioclase est peu zoné et a une composition d'oligoclase-andésite. La biotite est magnésienne ($XMg = 0,50$). L'amphibole a une composition comprise entre ferro-hornblende ($XMg = 0,53$) et hornblende actinolitique ; elle contient souvent du clinopyroxène en reliques. Les minéraux opaques sont constitués essentiellement par de l'ilménite et des sulfures. Enfin, la titanite est fréquente et reconnaissable à l'oeil nu, sa taille peut atteindre 3 mm.

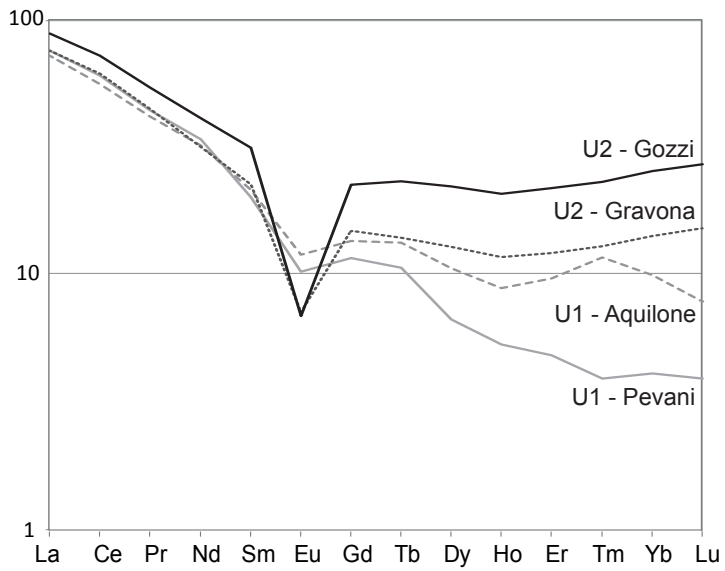


Fig. 9 - Comparaison des spectres de Terres Rares des leucomonzogranites des associations magmatique U1 et U2 (normalisation aux chondrites ; Sun et McDonough, 1989). Les leucomonzogranites U1 sont caractérisés par un fort fractionnement La/Yb et l'absence d'anomalie négative en Eu (tabl. 1)

	97 SAC 02	97 SAC 03	05SAC03	05SAC01
	U1	U1	U2	U2
	Leuc. Aquilone	Leuc. Pevani	G. Gravone	G. Gozzi
SiO ₂	72,40	72,60	76,91	75,83
Al ₂ O ₃	14,80	14,30	12,29	12,76
Fe ₂ O ₃	1,32	1,28	1,06	1,50
MnO	0,03	0,03	0,03	0,04
MgO	0,60	0,40	0,16	0,31
CaO	0,60	0,60	1,23	0,72
Na ₂ O	3,80	3,80	2,74	2,96
K ₂ O	5,53	4,99	4,78	4,56
TiO ₂	0,22	0,24	0,10	0,16
P ₂ O ₅	0,14	0,09	0,02	0,04
P. F.	1,00	1,00	0,52	0,94
Total	100,44	99,33	99,84	99,81
U	5	14,6	6,026	14,100
Th	15,5	26,8	18,160	24,530
Ta	0,7	0,9	2,067	2,843
Nb	8,6	8	9,885	12,350
Hf	3,8	3,7	2,594	3,804
Zr	88	99	68,280	99,590
Cr	22	27	6,913	8,635
Co	2	5	1,022	1,509
Ni	5	28	< L.D.	3,160
Rb	199	202	191,000	242,900
Sr	183	220	55,720	45,410
Ba	562	806	232,700	158,300
Y	17,6	10,7	19,850	37,000
La	17,2	18	17,980	21,050
Ce	34,6	37,1	37,710	44,390
Pr	4	4,2	4,278	5,170
Nd	15,1	15,9	14,910	19,330
Sm	3,3	3,1	3,455	4,829
Eu	0,7	0,6	0,415	0,399
Gd	2,8	2,4	3,062	4,646
Tb	0,5	0,4	0,525	0,875
Dy	2,7	1,7	3,274	5,668
Ho	0,5	0,3	0,659	1,167
Er	1,6	0,8	2,025	3,629
Tm	0,3	0,1	0,332	0,590
Yb	1,7	0,7	2,417	4,373
Lu	0,2	0,1	0,387	0,691

Tabl. 1 - Analyses chimiques de leucomonzogranites U1 et U2

Ces roches, dont la structuration interne est N-S à NW- SE, s'étendent vers le Sud où elles forment le substratum de la plus grande partie de la ville d'Ajaccio.

γ^{2MK} . **Leucomonzogranites de Punta Aquilone - Monte Sant'Agnelu.**

Au Sud du Golfe de Sagone, se trouvent deux intrusions de leucomonzogranites à structure méridienne, qui affleurent sur le Golfe de Pevani et à la Punta Aquilone. Ils se distinguent des leucomonzogranites U2 et des anatexites du socle métamorphique par la composition magnésienne de leur biotites ($XMg = 0,48$) et leur composition chimique, notamment leur teneur en Mg, Ba et leur spectre de Terres Rares (). Ils sont situés structurellement dans la prolongation du massif de leucomonzogranites de Capu u Bellu mais, moins siliceux et plus potassique que celui-ci, ils ont été représentés de façon autonome.

Unités intrusives du groupe de Vico

Un caractère macroscopique constant de ces unités est la présence d'un feldspath-K de teinte le plus souvent violacée.

γ_{qL}^M . **Monzonites quartziques à amphibole et biotite de l'unité de**

Letia - Salice. Sur la feuille Sarrola-Carcopino, les monzonites quartziques de l'unité de Letia-Salice n'affleurent qu'en panneaux morcelés au Monte Cervello et au Sud, à Lopigna et au Monte Sant'Eliseo. Elles se prolongent vers le Nord où elles forment une bande méridienne d'environ 7 km de large, décrochée localement par le cisaillement dextre E-W de Vico.

Ce sont des roches sombres, à grain moyen, caractérisées par leur charge en ferromagnésiens (biotite $XMg = 0,48$) qui leur confère une teinte sombre ainsi que par la couleur mauve des feldspaths K.

Les roches de cette unité ($62,5 \% < SiO_2 < 64,7 \%$) sont en moyenne sensiblement plus siliceuses et moins magnésiennes que leurs équivalents d'Aregno ($60,4 \% < SiO_2 < 62,8 \%$), elles sont comparables à celles de la partie orientale de l'intrusion de Sant' Ambrogio dans l'unité de Calvi (fig. 6).

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. En revanche, au NE de la Punta u Tumbalu, au lieu-dit Pruneta, les travaux d'élargissement de la voirie ont permis de faire apparaître, dans le talus de la route, des panneaux plurimétriques de gneiss et amphibolites. La forme ondulante et parfois diffuse du contact entre les monzonites quartziques et le socle métamorphique suggère une mise en place du matériel Mg-K dans un encaissant encore largement déformable plastiquement.

Dans le même secteur, au NW de Lopigna, on peut observer localement le contact entre les granodiorites de l'unité des granodiorites à amphibole-biotite de l'unité de Zigliara - C'inarca et les monzonites quartziques. Dans le talus de la route, au point de coordonnées (WGS 84) 42°06,649' ; 08°49,433', une enclave métrique de monzonite quartzique est enclavée dans la granodiorite.

Dans ce secteur, la trace du contour géologique entre ces deux formations indique que l'attitude du contact est subhorizontale et donc que le panneau Mg-K « flotte » au toit des granodiorites, position qui rappelle celle décrite plus au Nord sur la feuille Vico et plus au Sud dans la région d'Appietto.

γ^{MK}
Monzogranodiorite à amphibole et biotite de l'unité de Renno - Lopigna. Les monzogranodiorites de cette unité affleurant mieux sur la feuille Vico, leur description est tirée de la notice explicative de cette feuille. Cette unité se situe sur la marge occidentale de celle de Letia-Salice, les modalités de passage entre les monzonites quartziques de Letia et les monzogranites de Renno - Lopigna sont difficiles à cerner avec précision. En effet, ce passage paraît relativement progressif, il se caractérise par la disparition, dans l'unité de Renno-Lopigna, des septa syénodioritiques et la raréfaction, voire la quasi-disparition, des enclaves.

Au sein de l'unité de Renno - Lopigna, 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 agglomérats de biotites et d'opagues associés à des amas de titanite et d'opagues transformés en leucoxène, dont la morphologie mime des contours d'amphibole fantôme, ponctuent encore les roches çà et là, mais la biotite demeure le seul ferromagnésien présent ; son abondance va en décroissant vers l'Ouest.

L'unité de Renno - Lopigna, comparable à la partie occidentale de celle de Sant'Ambrogio du groupe de Calvi (fig. 6), n'est pas non plus pétrographiquement homogène, les compositions des roches y oscillent en effet entre 65 % et 70 % de SiO₂.

Les structures planaires sont toujours subméridiennes à N160, très redressées, avec cependant localement des pendages E ou W. Les quelques structures linéaires mesurées sont contenues dans le plan et pendent d'une vingtaine de degrés vers le Sud.

$L\gamma^{\text{MK}}$
Leucomonzogranites à biotite (Capu a u Bellu) (336 ± 11 Ma).
1 - bordure figée. L'intrusion de Capu a u Bellu s'étend selon une direction

subméridienne sur la rive droite de la rivière de Sagone et se développe plus largement au Nord, sur la feuille Vico-Cargèse. Elle est formée de monzogranites clairs qui renferment localement des schlieren à biotite ($X_{Mg} = 0,56$), très contournés et ne définissant pas d'orientation précise, comme par exemple à la 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.

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 magnésienne $0,44 < X_{Fe} < 0,46$, typologie des zircons (fig. 14), nature ferrotitanée des minéraux opaques) permettent de le rapporter à l'association Mg-K (Rossi, 1986). Le plagioclase est zoné (An 22-07) et ceint d'une fine couronne An 02.

Les leucomonzogranites de Capu a u Bellu recourent (en développant une bordure figée à leur contact, Ferré, 1989) les monzonites quartziques et monzogranites mésocrates de l'unité composite d'Omigna du groupe de Cargèse. Le contact entre le leucomonzogranites à biotite (Capu a u Bellu) et la monzogranodiorite de l'unité du Pero-Ajaccio peut être observé entre Punta di Trio et Capu a u Bellu. Ce contact de direction N160 est net, environ 10 m à l'Ouest du contact, on peut observer une enclave (caractérisée par des macrocristaux de FK de plus de 5 cm) de la monzogranodiorite dans le leucomonzogranite à biotite. L'enclave, d'une taille de 3 m environ, ovoïde et non déformée, ne présente pas de déformation cassante, le leucomonzogranite ne montre pas de bordure figée à son contact.

Datations du leucomonzogranite de Capu a u Bellu (annexe géochronologie)

Méthode Pb-Pb sur zircon

Un âge de 336 ± 11 Ma (*cf.* feuille Vico-Cargèse) a été obtenu par évaporation du Pb sur monozircon, cet âge est comparable à ceux obtenus (méthode U-Pb sur zircon TIMS) sur les granitoïdes U1 de la région de Calvi : $336,7 \pm 1,1$ Ma (Calvi) ; $337 \pm 2,3$ Ma (Porto Agro) par J.-L. Paquette *et al.* (2003) et de $330 \pm 2,4$ Ma (SHRIMP) pour le granite d'Evisa (feuille Vico-Cargèse).

Méthode Ar-Ar

L'âge obtenu à 313 ± 6 Ma (fig. 5, annexe) peut correspondre à un rajeunissement dû à la réouverture du système Ar-Ar en réponse à la perturbation thermique et/ou tectonique qui a accompagné la mise en place des

intrusions calco-alkalines U2 les plus précoces (*cf.* monzogranite de Piana à 308 ± 2 Ma sur la feuille Vico-Cargèse).

Synthèse des âges du magmatisme U1-Mg-K (cf. fig. 5)

Les observations de terrain qui montrent des contacts plastiques entre roches Mg-K et socle hercynien anatectique -daté autour de 345 Ma- attestent que le magmatisme Mg-K s'est mis en place au Viséen au cours d'un épisode anatectique et qui a affecté le socle métamorphique éovarisque.

Les âges sur zircon, obtenus par évaporation du Pb, ou bien par la méthode U-Pb par dissolution (TIMS ; Paquette *et al.*, 2003), ainsi qu'un âge SHRIMP (granodiorite de Montestremo [feuille Galeria-Osani] à 342,4 ± 3,5 Ma ; Rossi *et al.*, 2015) sont groupés autour de 340 Ma tandis que les âges U-Pb ponctuels par microsonde ionique (Rossi *et al.*, 2012 ; Li *et al.*, 2014) se regroupent, en majorité, autour de 330 Ma. Une différence d'une dizaine de millions d'années apparaît donc entre ces différentes mesures toutes réalisées au sein de l'ensemble de Calvi-Vico. En outre, une série de datations ponctuelles (Ghezzi *et al.*, 2008) par la méthode U-Pb (ICP-MS Laser), a fourni des âges de 340 Ma sur des cœurs de zircons de granitoïdes U1 Balagne tandis que les bordures oscillatoires livraient des âges compris entre 325 et 320 Ma. Ces données incitent ces derniers auteurs à penser que les intrusions U1 ne correspondraient pas à un seul événement mais à une série d'intrusions multiples mises en place dans un créneau d'une vingtaine de Ma.

MAGMATISME STÉPHANIEN SUPÉRIEUR À PERMIEN INFÉRIEUR : ASSOCIATION VOLCANO-PLUTONIQUE COMPOSITE U2 (GRANITOÏDES SUB-ALUMINEUX ET ROCHES BASIQUES THOLÉIITIQUES)

Les unités intrusives U2 sont postérieures aux unités U1 qu'elles recoupent et enclavent (Marre et Rossi, 1980). Les contacts lorsqu'ils peuvent être observés sont toujours francs et témoignent de la mise en place des unités U1 dans un encaissant non déformable ductilement. Les datations géochronologiques attribuent un âge viséen aux intrusions U1 et à la limite Carbonifère supérieur-Permien inférieur aux intrusions U2 et U3.

Unités intrusives du groupe d'Ajaccio

γ^4 . Granodiorites à amphibole-biotite de l'unité de Listincone-Bastelicaccia (298 ± 2 Ma, U-Pb/Zr). Le type pétrographique de cette granodiorite, tel qu'on peut l'observer dans la carrière à l'Ouest du col de Listincone, a un grain moyen à gros. Le plagioclase (47 %) est abondant (An40-25 ourlé d'une fine bordure An03), la biotite (XMg = 0,39.) est ubiquiste, mais

l'amphibole reste moins fréquente. Le quartz (35 %) moule tous les autres minéraux. La granodiorite de Listincone - Bastelicaccia est facilement reconnaissable, même sous forme d'arènes, grâce à la présence de feldspaths potassiques roses (18 %) en macrocristaux.

La granodiorite de Bastelicaccia a été datée (U-Pb sur zircon, SHRIMP) à $297,7 \pm 2,4$ Ma (Rossi *et al.*, 2012 ; notice Bastelica). Un âge plus ancien (U-Pb sur zircon, TIMS), à $307,1 \pm 6,4$ Ma, avait été obtenu (Paquette *et al.*, 2003) sur un échantillon de granodiorite de la même unité à Urbalacone (feuille Ajaccio). Les deux âges, bien que sensiblement différents, restent néanmoins compatibles dans la limite des incertitudes de mesure.

γ^{3-4} . **Monzogranodiorites à biotite et rare amphibole de l'unité de la Cinarca.** Les bons affleurements de ces granodiorites sont rares en raison d'une intense arénisation qui ne favorise pas la prise de mesures structurales. Le type pétrographique dominant est une roche à grain moyen, gris-bleuté dans la cassure fraîche, constituée de plagioclase automorphe blanc laiteux (labrador-andésine), d'amphibole et biotite abondante, de quartz souvent globuleux et d'un peu de microcline interstitiel de teinte aussi blanchâtre. À l'état frais, la cassure est de teinte gris-bleu.

Ces granodiorites présentent localement une structuration très bien marquée, soulignée par les enclaves dioritiques aplaties, ainsi que par de nombreux *schlieren* micacés, comme à la Bocca Carazzi où les structures planaires sont orientées NW-SE à pendage sud.

À la Bocca di Sarzoggiu, si les orientations restent comparables, les pendages s'établissent vers le Nord. Ces quelques mesures sont cohérentes avec l'orientation générale de l'unité de la Cinarca, bien qu'apparaissent aussi des alignements NS. Cette unité constitue le prolongement vers le NW de l'unité de Zigliara qui affleure sur la feuille Ajaccio.

γ^3 . **Monzogranites à biotite de l'unité de Vero.** L'unité de Vero comprend des roches de composition monzogranitique, à grain moyen, dont la teinte rosée est due à la coloration du feldspath potassique. Elle occupe la partie NE de la feuille et s'étend sur les feuilles Vico et Bastelica.

La plupart du temps les monzogranites à biotite de l'unité de Vero sont recouverts d'arène, les enclaves microgrenues sont peu fréquentes, sa composition est comparable à celle du monzogranite à FK blanc (feuille Bastelica).

On peut observer de bons affleurements à Tavaco, ou bien encore à Picchiaronaccia. Les analyses de minéraux sont les suivantes : plagioclase An 40-15 ; biotite XMg = 0,48 ; hornblende verte (rare) (XMg = 0,49).

Le contact entre le monzogranite à biotite de l'unité de Vero et le monzogranite leucocrate de l'unité du Monte Sant'Eliseo n'est pas bien net. La zone de contact, révélée par des abrupts, se situe en amont du village de Vero.

À 1 km environ à l'Ouest de Salice, à proximité du contact avec les monzonites quartziques de l'unité de Letia-Salice, on peut observer des enclaves décimétriques de monzonites quartziques Mg-K dans le monzogranite de Vero.

γ^3 . Monzogranites à biotite de l'unité de Tiuccia. Ces roches, affectées par une forte arénisation, sont bien observables sur les reliefs et en bord de mer. Ce sont des monzogranites à grain moyen et feldspath-K rosé subautomorphe où le quartz est en amas polycristallins, la biotite est abondante et l'amphibole rare. Au Sud de Calcatoggio, la composition moyenne est la suivante : feldspathK - 31 % ; plagioclase - 25 % ; quartz - 34 % ; biotite (XMg = 0,17) et amphibole (hornblende verte, XMg = 0,17). À proximité de la tour de Capiglio, les monzogranites sont affectés par une structuration localement protomylonitique de direction NW-SE.

Ce monzogranite se distingue de celui de l'unité de Molini-Ajaccio par son grain de taille plus réduite et la présence de septums basiques. L'unité de Tiuccia pourrait représenter une extension vers le Nord de celle d'Ajaccio.

γ^3 M. Monzogranites à biotite de l'unité de Molini-Punta di Lisa 294 ± 3 Ma, U-Pb/Zr. Définies au lieu-dit Molini sur la feuille Ajaccio, ces roches, souvent arénisées, affleurent généralement dans de mauvaises conditions, sauf le long de la côte ou bien dans les reliefs comme sur la Montagne de Lisa ou les parties septentrionale et orientale de l'agglomération d'Ajaccio (de Saint-Jean à Aspretto). Sur la feuille Sarrola Carcopino, le monzogranite affleure dans de bonnes conditions à l'aqueduc de Pruno. Le quartz (35 %) est xénomorphe, en amas polycristallins. Le feldspath potassique (24 %), subautomorphe et de grande taille -jusqu'à 2 cm- est abondant et confère à la roche sa teinte rosée. Le plagioclase (oligoclase basique 37 %), souvent zoné, est automorphe, blanchâtre et de petite taille. La biotite est abondante (XMg = 0,30) et l'amphibole très rare, les enclaves basiques sont aussi très rares.

Dans la Montagne de Lisa, les structures magmatiques sont orientées N110 à N120, avec des pendages de 60 à 70° vers le NNE.

Le monzogranite à biotite de l'unité de Molini-Punta di Lisa a été daté (U-Pb sur zircon, SHRIMP), sur un échantillon prélevé à Ajaccio, à 293,5 ± 2,8 Ma (Rossi *et al.*, 2012).

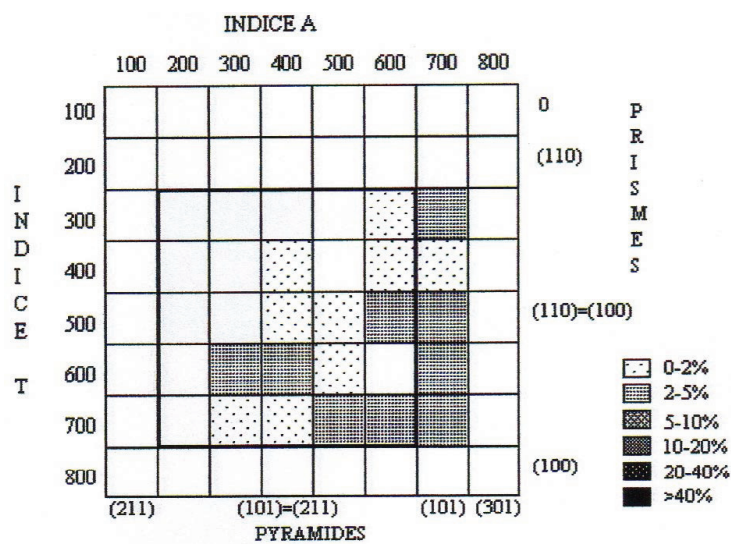


Fig. 10 - Typologie de la population de zircons de l'échantillon de leucomonzogranite 05SAC03 de la lame de la Gravona

Unités intrusives du groupe des leucomonzogranites

Leucomonzogranites et « granites subsolvus » à biotite

Des granites subsolvus alumineux à biotite ont été définis dans le complexe de Cauro-Bastelica comme appartenant à l'association alcaline de Corse (Bonin, 1972) et cartographiés comme tels dans la maquette remise pour la feuille Sarrola-Carcopino pour les granites du complexe de Cauro-Bastelica ainsi que pour ceux de Petra Rossa, Pevani, Punta San Damiano, Punta di a Vida, Punta u Tombalu, sud du complexe de la Sposata [feuille Vico], falaise des Gozzi et massif du Sant'Eliseo.

La genèse de ces granites subsolvus aurait résulté 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). L'impossibilité de les distinguer selon des critères macroscopique, minéralogique, géochimique et géochronologique (Cocherie *et al.*, 2005) a conduit (Rossi, 1986 ; Vézat, 1986 ; Rouire *et al.*, 1993 ; Rossi *et al.*, 2010 ; Orsini *et al.*, 2011) à considérer que les « granites subsolvus à biotite » et les leucomonzogranites U2 ne forment qu'un seul et même ensemble.

D'autres massifs de granites subsolvus alumineux à biotite ont été considérés comme des leucomonzogranites calco-alcalins, c'est le cas notamment sur les feuilles Vico (massif de la Sposata, Rossi *et al.*, 2010) et Sotta Bonifacio (massif de Chera, Orsini *et al.*, 2011).

Le même parti a été pris ici, l'ensemble des « granites subsolvus à biotite » et des « leucomonzogranites » est rassemblé sous la dénomination de « leucomonzogranites à biotite ». Les lames de leucomonzogranites qui arment le complexe de Cauro Bastelica sont simplement distinguées de celles des autres massifs par la notation γ^3 pour des raisons structurales.

γ^3 . **Microleucomonzogranites (lame de la Gravona) 282 ± 3 Ma, U-Pb/Zr.** Ce sont des roches à grain moyen à fin, très claires, le feldspath potassique y est blanc, tout comme le plagioclase. En rive gauche de la Gravona, environ 2 km au NE du Pont d'Ucciani, le grain est fin et le quartz souvent subautomorphe à automorphe, la roche prend un faciès microgranitique, ce que confirme l'observation en lame mince.

Ces roches porphyriques sont caractérisées par l'abondance de la molybdénite disséminée (354 ppm en roche totale). Quelques grains d'allanite ont été observés. Les zircons sont souvent très colorés en brun rouge, mais rarement métamictes, et quelques individus sont limpides et parfois rose violacé.

Un âge U-Pb sur zircon (SHRIMP) a été mesuré à 288 ± 6 Ma pour le leucomonzogranite de la lame de la Gravona (fig. 4, Annexe).

^U₃^γ**. Leucomonzogranites à biotite, 288 ± 6 Ma - 291 ± 3 Ma, U-Pb/Zr** (massif du Monte Sant'Eliseo). Ces leucomonzogranites donnent généralement des reliefs à morphologie accidentée (faces verticales ou très inclinées, rochers ruiniformes, etc.). Lorsque la roche affleure sur de grandes surfaces, l'altération met alors en évidence un diaclasage intense. Vue de loin, la patine d'ensemble des surfaces dénudées est souvent roussâtre. En revanche, dans la cassure fraîche, on observe une patine blanchâtre sur les surfaces correspondant à des surfaces de diaclases.

L'ensemble du dispositif des intrusions de leucomonzogranites, entre le Golfe de Lava, le Monte Sant'Eliseo et la forêt d'Armina, peut être interprété comme appartenant à un seul massif affleurant largement au NE, entre les cours de la Gravona et du Cruzzini, et s'ennoyant au SW de la falaise de San Damiano. Au SW de la falaise de San Damiano n'apparaissent plus que des lames et des pointements au toit des formations encaissantes : socle métamorphique, granitoïdes Mg-K U1 et granitoïdes calco-alcalins U2. Ce dispositif structural semble révéler une érosion plus intense dans la partie est de la feuille, où l'encaissant au toit du massif a été décapé.

Ce massif granitique, qui constitue le pluton principal de la feuille, se poursuit sur la feuille Bastelica et sa crête d'orientation SW-NE sépare les vallées du Cruzzini et de la Gravona. Il forme un massif, large de 4 à 5 km sur une quarantaine de km de long depuis le Golfe de Lava, au SW (feuille Ajaccio), jusqu'au Monte d'Oro, au NE (feuille Bastelica).

Massif de Punta di a Vida

Ce massif forme une lame NS qui prolonge l'appendice le plus méridional du massif de la Sposata dont la majeure partie affleure plus au Nord sur la feuille de Vico. La roche est identique à celle du massif de la Sposata, sa description pétrographique est tirée de la notice de la feuille de Vico.

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 rosé, parfois rosé à rouge, 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 An12-

15, généralement très altéré et une bordure An08. 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 ($X_{Fe} = 0,76$, 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.

Les zircons de ce leucomonzogranite (échantillon RC25) sont de grande taille (~ 200 à 300 μm), nombreux et souvent allongés ; en revanche, ils sont parfois altérés. 54 grains bien cristallisés et le plus souvent limpides ont été montés en section polie. L'indexation de la population selon la typologie de J.-P. Pupin (1980) montre une répartition assez dispersée, mais avec une forte représentation des types G et P.

Un âge de 281 ± 3 Ma a été mesuré par la méthode U-Pb sur zircon (SHRIMP) pour le leucomonzogranite du massif de Punta di a Vida.

Falaise du Mte Gozzi

La roche, très claire, est équante et souvent miarolitique et contient un peu de biotite souvent chloritisée. En lame mince, elle est semblable à celle décrite plus haut (Punta di a Vida – Sposata), on y distingue magnétite, chlorite, hydroxydes de fer et apatite ainsi que de rares petits grenats limpides automorphes, la monazite est rare. Un échantillon de leucomonzogranite, noté G1 ($X = 42^{\circ}00,736'$; $Y = 8^{\circ}49,722'$) a été prélevé au sud de Valle di Mezzana à fins de datation. Les zircons sont fumés à faiblement rosés, les grains les plus gros sont souvent opaques et présentent un léger voile laiteux. Quelques zircons sont limpides et incolores mais la majorité renferme de nombreuses inclusions opaques (typologie fig. 11).

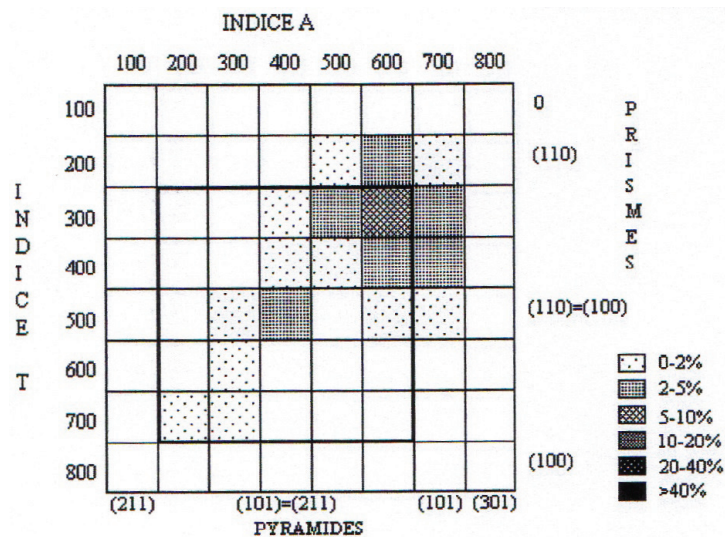


Fig. 11 - Typologie de la population de zircons de l'échantillon de leucomonzogranite de la lame de Gozzi, G1

L'âge obtenu sur un échantillon du leucomonzogranite de Gozzi (U-Pb sur zircon, SHRIMP) est de 291 ± 3 Ma (fig. 3, annexe). Il est comparable à ceux obtenus, par la même méthode, sur les massifs de leucomonzogranites proches : de la Gravona à 288 ± 6 , de Punta di a Vida à 281 ± 3 Ma, de Coti-Chiavari (feuille Ajaccio) à 292 ± 5 Ma et de Punta di Carbone (NW de la feuille Porto-Vecchio) à 291 ± 3 Ma (Cocherie *et al.*, 2005).

Immédiatement en aval d'Appietto, au niveau d'une carrière, des minéralisations à molybdénite (MoS_2 , cf. Ressources minérales) se trouvent dans le granite localement miarolitique. Si l'on compare les âges U-Pb sur zircon à 291 ± 3 Ma et Re-Os sur molybdénite à 297 ± 2 Ma (annexe), les deux valeurs ne se chevauchent pas dans la limite des incertitudes analytiques mais restent compatibles avec les mesures effectuées sur la famille des leucomonzogranites.

*Des rhyolites porphyriques rouges** [non représentées sur la carte, * rédaction B. Bonin, 1983] se présentent en enclaves métriques (15 m de long au maximum) dans le granite subsolvus à biotite [cad leucomonzogranite] du massif des Gozzi, aux Calanques de Chiuovoni. Deux types sont présents : (1) un type porphyrique à pâte fine et à macrocristaux de quartz arrondi, d'oligoclase An₂₀, de rares feldspaths potassiques roses et de biotite vert-brun en paquets de cristaux accolés et (2) un type moins porphyrique recoupant le précédent. La faible taille des enclaves ne permet de remonter au gisement primitif et au dynamisme éruptif de mise en place. Les analyses chimiques montrent de fortes teneurs en Ca et Mg et sont assez semblables à celles des ignimbrites rouges du Pont Génois, dans la vallée du Fango (feuille d'Osani-Galeria, Vellutini *et al.*, 1985,1996). Le chimisme particulier de ces rhyolites et la présence de phénocristaux de biotite en font des témoins très méridionaux du volcanisme calco-alcalin permien inférieur de la région de Galeria. Ces rhyolites forment ainsi un jalon entre le volcanisme calco-alcalin tardi-orogénique de Galeria en Corse et celui de Gallura en Sardaigne, de même type et de même âge.

θ-η. Gabbros, diorites et mélanges acide-basique. Les roches basiques se rencontrent dans des gisements variés : (1) sous forme de septums composites à diorite-leucomonzogranite de la Gravona (lieu-dit « Eaux-vives »), (2) de septums dioritiques aux environs de Calacatoggio et en aval du Liamone (3) de stocks gabbro-dioritiques, comme au sommet du Monte Sant-Eliseo, (cf. feuille Ajaccio à 1/80 000 1^{ère} édition) ou à Alata. Ces stocks sont comparables à ceux des Iles Sanguinaires sur la feuille Ajaccio.

Les diorites à amphibole constituent le matériel des septums basiques comagmatiques avec les granitoïdes. Les ferromagnésiens ont, dans ces roches, des compositions quasi-identiques à celles des granitoïdes encaissants.

Dans les septums dioritiques de la Liscia, la texture de la roche est grenue et caractérisée par la présence d'amphibole verte (hornblende magnésienne) en

sections automorphes (4 mm). Le plagioclase montre des cœurs calciques séricitisés, automorphes, autour desquels a cru une génération peu zonée qui moule les amphiboles. Le clinopyroxène (limite diopside-salite) est en sections automorphes, peu à non ouralitisées. Le feldspath potassique peu abondant est pœcilitique, le quartz peu représenté. Les oxydes et la titanite sont accessoires. La biotite est absente.

Dans les septums de Calcatoggio (vallée de la Cinarca) ou des Eaux-Vives (vallée de la Gravona), la texture est monzonitique. Le plagioclase est abondant (50 %), en lattes fines de 1 à 2 mm en moyenne, peu zoné (An38-30) ou en cristaux trapus à zonage flou, ou en taches montrant des cœurs basiques déstabilisés. La biotite (14 %) est riche en inclusions d'apatite équante. L'amphibole verte ($XMg = 0,73$) (17 %) est automorphe et coexiste avec la biotite sans réaction. Du clinopyroxène peut être observé en relique dans l'amphibole (Wo47, En42, Fs11). Les apatites aciculaires sont fréquentes et abondantes ; leur taille dépasse souvent 1,5 mm (rapport d'allongement : 1:30). Le feldspath potassique est interstitiel ainsi que le quartz (10 %). La titanite existe sous un habitus automorphe et xénomorphe. Ilménite, magnétite, et zircon sont accessoires ; épidote et chlorite se développent en bordure des amphiboles.

Les septums basiques composites des Eaux-Vives ont des caractères très semblables à ceux de Calcatoggio. Les zones bordières du septum montrent la même composition minéralogique, mais la taille du grain devient plus faible et les plagioclases (0,2 à 0,4 mm) montrent une texture doléritique. Au contact avec l'encaissant granitique le matériau basique est figé.

Les diorites du Monte Sant-Eliseo ont une texture grenue, la roche contient des plagioclases automorphes zonés de 1 à 2 mm en moyenne avec de grands plagioclases (4 à 5 mm) entièrement séricitisés et couronnés d'un fin liseré d'oligoclase frais.

Le gabbro de Lopigna est constitué de plagioclase à cœur très calcique An87, l'amphibole ($XMg = 72$) y est abondante et ourle le clinopyroxène (Wo45, En43, Fs12) ; les opaques sont constitués surtout de magnétite.

ASSOCIATION MAGMATIQUE VOLCANO-PLUTONIQUE MÉTALUMINEUSE ET ALCALINE U3

Le lever du complexe de Cauro Bastelica a été assuré par B. Bonin en 1980. Les contours fournis ont été localement modifiés dans la région au Nord de Tolla, suite à l'ouverture de pistes forestières qui facilitent la pénétration du massif et ont permis d'effectuer de nouvelles observations.

Le texte original de la notice explicative a été intégralement conservé pour ce qui concerne le granite perthitique à biotite, le granite perthitique à amphibole bleue et le granite perthitique à hastingsite-fayalite de Tolla. Il a toutefois été actualisé pour ce qui est des données géochronologiques acquises depuis lors, ainsi que pour la toponymie. Les analyses chimiques ont été publiées par ailleurs (Bonin *et al.*, 1998 ; Poitrasson *et al.*, 1995).

Le parti qui a été pris dans la rédaction de cette notice a été de considérer, comme cela a été fait sur la feuille de Vico-Cargèse (Rossi et Marre, 2010) et de Sotta-Bonifacio (Orsini *et al.*, 2011), que les « granites subsolvus à biotite » (Bonin, 1972) et les « leucomonzogranites » ne forment qu'un même groupe noté ^{U2}. En effet, des « granites subsolvus alumineux à biotite » ont été définis (Bonin, 1972) comme appartenant à l'association alcaline de Corse. La genèse de ces granites subsolvus aurait résulté 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.*, 2011) ne pouvant trouver de critère minéralogique, géochimique ou encore chronologique pour les distinguer objectivement ont considéré que « granites subsolvus à biotite » et leucomonzogranites U2 ne formaient 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.*, 1994), 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 « granite subsolvus » (Bonin, 1977) de Punta Carbone (feuille Zicavo) daté à $291,2 \pm 2,6$ Ma (U-Pb/zircon) a le même âge que le « leucomonzogranite » de Coti (feuille Ajaccio) daté à $291,7 \pm 4,5$ Ma par la même méthode.

Toutefois, afin de conserver l'originalité du texte de l'auteur dans la description du complexe de Cauro-Bastelica, le terme de « granites subsolvus à biotite » est conservé mais indiqué en italique.

Complexe de Cauro-Bastelica (rédaction B. Bonin)

La feuille de Sarrola-Carcopino comprend à peu près la moitié de la superficie du complexe de Cauro-Bastelica. Ce complexe est divisé en deux unités tectoniques, séparées lors des phases alpines par une zone de fractures, bien développée sur les feuilles d'Ajaccio et de Bastelica. Sur la feuille de Sarrola-Carcopino, la zone de fractures n'apparaît qu'entre Vignola et la Bocca di Marcujolu. La zone sud-est du complexe est très peu représentée avec des granites hypersolvus à hastingsite-fayalite.

La zone nord-ouest est beaucoup plus complexe, puisqu'on y observe les trois granites hypersolvus (perthitiques), à hastingsite-fayalite, à biotite et à amphibole bleue, sur une ligne de crêtes allant de la Punta di a Gattaia (855 m) à Sciacalellu (505 m) :

- associé à ces granites, en filons annulaires, le granite hypersolvus à biotite de la Punta di Traggietone (878 m) et des granites hypersolvus à hastingsite ;
- trois filons annulaires de *granites subsolvus à biotite*, séparés par des écrans de socle disloqués par des filons concentriques et radiaires ; le filon de la Punta San Pietro (1 209 m), le filon de l'Aragnasco (888 m) et le filon du Pont de Peri (129 m). Les *granites subsolvus à biotite* sont séparés des granites hypersolvus par un écran de 500 m d'épaisseur à Ocana. Des phénomènes locaux de « magmatic stoping » peuvent s'observer ; vaste enclave de socle à l'Aragnasco, « roof-pendant » de Pedi-Morella dans le filon de la Punta di San Pietro (Bonin, 1982). Tous les écrans de socle sont lardés de filons acides et basiques ;
- à l'extérieur, de rares filons annulaires et radiaires.

Cette zone nord-ouest est effondrée par rapport à la zone sud-est avec un rejeu vertical pouvant atteindre 1 000 m et un rejeu horizontal inconnu. La structure primitive du complexe de Cauro-Bastelica peut s'interpréter ainsi :

- un ensemble de coupoles en voûtes surbaissées à toit subhorizontal et à flancs subverticaux, constitué de granites hypersolvus. L'examen des contacts sous la Punta di u Mazzone indique la succession : granite hypersolvus à hastingsite-fayalite → granite hypersolvus à biotite → granite hypersolvus à amphibole bleue. Il n'y a pas d'écran entre les intrusions de granites hypersolvus centraux. Il en existe cependant entre les granites centraux et les filons minces (100 m d'épaisseur au maximum) de la Punta di Traggietone ;
- un ensemble de filons annulaires de *granites subsolvus*, séparés par des écrans de socle, structurellement au-dessus des granites hypersolvus. Tous les écrans sont découpés en parallélépipèdes par des filons concentriques et radiaires, suivant un processus d'« antistoping » (Bonin, 1982), provoqué par l'expansion du magma granitique saturé en eau au cours de sa cristallisation.

⁴γ³. **Leucomonzogranite à biotite** (cf. *Granite subsolvus à biotite*, rédaction B. Bonin). Les *granites subsolvus à biotite* sont très abondants sur la

feuille de Sarrola-Carcopino. Ils forment trois filons annulaires parallèles, extérieurs aux granites hypersolvus, dans le complexe de Cauro-Bastelica. Ils constituent la totalité des autres complexes.

Ces granites ont été longtemps confondus avec les granites leucocrates de fin d'évolution des séries orogéniques du batholite corse. Plusieurs critères permettent cependant de les distinguer sur le terrain. Le couvert végétal n'est pas le même : les châtaigneraies centenaires se situent préférentiellement sur les arènes de granites calco-alcalins, tandis que les *granites subsolvus à biotite* sont recouverts par un maquis très dense ou des pinèdes. Les sols rouges sur *granites subsolvus* diffèrent des sols bruns sur le batholite. Enfin, le quartz automorphe, globuleux et violacé du *granite subsolvus à biotite* contraste avec le quartz subautomorphe à xénomorphe, blanc laiteux des granites calco-alcalins.

Les bordures figées sont microgrenues porphyriques, granophyriques à texture transsolvus et avec des miaroles et des poches pegmatitiques abondantes. Elles sont en général plus développées au toit des intrusions et se relient à un chevelu filonien radiaire aplitique (llanites) et pegmatitique. Au mur, les bordures figées sont plus grossières et se prolongent dans l'écran de socle sous-jacent par des filons radiaires granophyriques. Des poches albitiques blanches ont été observées dans le filon de l'Aragnasco, juste à l'entrée de Pedi-Morella.

Le *granite subsolvus à biotite* n'est pas homogène ; le granite subsolvus à grain grossier alterne avec un granite fin transsolvus à texture parfois granophyrique. Ceci peut s'interpréter comme le résultat d'intrusions multiples répétées dans la même fracture ou d'étirements visqueux des zones figées corticales dans le cœur du filon.

La roche est compacte et dure et a été exploitée en carrières de petite extension près de Pedi-Morella. À l'œil nu, on distingue le quartz globuleux, ramassé en amas violacés, la présence de deux feldspaths distincts : feldspath potassique rose et albite blanche en quantités égales et la biotite en amas interstitiels. Le feldspath potassique est un microcline légèrement perthitique, très riche en inclusions biréfringentes (topaze), mais de vraies mésoperthites du type du granite hypersolvus à biotite peuvent exister dans le faciès fin (caractère transsolvus). La biotite (lépidomélane-sidérophyllite) est vert jaune ; elle est souvent interstratifiée avec du mica blanc. Les accessoires : magnétite, zircon octaédrique tardif, allanite zonée, apatite sont associés en inclusions dans la biotite.

L'altération deutérique se traduit par la présence sporadique de muscovite en plages interstitielles ou en symplectites avec le quartz dans les clivages et les fissures des microclines. La muscovitisation des *granites subsolvus à biotite* suit le même processus que dans les leucogranites (Lameyre, 1966, 1973), mais reste

très faible et liée au toit de certains massifs. Notons que la muscovitisation ne semble pas liée à la densité d'inclusions dans les cristaux de feldspaths.

Les analyses chimiques montrent des granites alcalins hyperalumineux (jusqu'à 5 % de corindon normatif) à tendance potassique : Or/Ab varie de 0,80 à 1,20 (tendance inverse des granites transsolvus). Les teneurs en éléments incompatibles (U, Th, Rb) sont élevées et traduisent un fractionnement des feldspaths alcalins. Le comportement de Ba, Sr, Rb indique également une action des fluides hydrothermaux confirmée par la présence d'indices minéralisés de faible intérêt économique : district de Tavaco (complexe du Monte Sant'Eliseo) à galène-blende-chalcopryrite-barytine, poche pegmatitique à molybdénite à Appietto (massif des Gozzi), filons de barytine dans les écrans de socle séparant les filons de *granites subsolvus* à *biotite* (complexe de Cauro-Bastelica).

γ_1^T . **Granite perthitique à hastingsite- fayalite de Tolla (282 ± 2 Ma, U-Pb/Zr)** (rédaction B. Bonin). Ce granite a été défini par J.-P. Quin (1969) au Barrage de Tolla. Son extension sur la feuille de Sarrola-Carcopino est assez limitée : il forme une intrusion elliptique (3 km × 1,5 km) centrée sur la Punta Perruchia (876 m), intrusive au NE dans les granitoïdes hercyniens et recoupée au SW par les autres granites hypersolvus, deux filons annulaires sur la rive gauche du Lac de Tolla et une zone sud-est à Vignola, mylonitisée en bordure et disséquée profondément par les torrents dévalant des pentes du Mantelluccio (feuilles de Bastelica et de Zicavo). La morphologie générale s'exprime par de vastes surfaces arrondies, tranchées par des diaclases courbes provoquant une exfoliation en écailles de la montagne (Punta di a Gattaia, Punta Perruchia).

Généralement, le granite est très homogène : pas d'enclaves sombres, rares aplites et pas de pegmatite. Aux contacts, quelques enclaves microgrenues acides ont été observées au lac d'Ocana. Dans les filons annulaires, des enclaves de camptonite altérée dans une matrice albitisée soulignent le contact du mur (filon du terrain de football de Tolla). Les contacts sont toujours redressés, la bordure figée assez mince. Le granite est compact et sûr, ce qui justifie le site d'implantation du Barrage de Tolla. et possède un grain grossier variant de 5 mm à 1 cm et une texture équante sans trace de fluidalité apparente.

Les minéraux blancs forment plus de 95 % de la roche avec le quartz précoce, gris-violacé, souvent globuleux et les mésoperthites à inclusions d'oligoclase précoce. Les mésoperthites sont malgachitiques, vert-clair à la cassure fraîche, mais deviennent vert foncé en vieillissant (carrière du Barrage de Tolla), jaunâtres (site du Barrage), blanches sous les sols forestiers et brun-rouge dans les zones de fractures (rive gauche du Lac de Tolla, Vignola). Elles sont constituées par des syncristallisations de microcline et d'albite ayant poussé dans un milieu faiblement visqueux et fluidisé par le fluor (micro-inclusions de fluorine et de topaze dans la phase potassique). Elles sont entourées par de

l'albite et du quartz tardifs. Les minéraux colorés, groupés en amas sphériques espacés de 1 à 2 cm sont, par ordre de cristallisation :

– fayalite - magnétite - pyrrhotine - hédénbergite - zircon- tchevkinite, précoces de hautes températures ;

– amphibole verte, appelée « hastingsite » sur la base de détermination aux rayons X, mais en fait plus sodique et siliceuse (barroisite), et biotite de type annite, cristallisant au solidus de la roche ;

– amphibole bleue (grünérite sodique) - biotite rouge ferrifère - fluorine, apparaissant dans les miaroles et en liseré autour des minéraux précédents dans des conditions hydrothermales.

Les compositions chimiques (et, en particulier, les teneurs en éléments-trace indiquent un granite alcalin métallumineux, situé au départ de la lignée granitique hyperalcaline. Sa composition minéralogique en fait une roche unique en France, dont on trouve des équivalents en Afrique (Niger-Nigeria, Mali), en Amérique (Massachusetts, New Hampshire), mais aussi en Italie (Predazzo), dans une situation géodynamique et chronologique identique à celle des massifs corses.

Géochronologie (NDLR) : la datation sur zircon d'un même échantillon CB 9202 provenant du massif de Mantelluccio (prélevé sur la feuille Ajaccio) a fourni deux âges : $282,9 \pm 1,1$ Ma (TIMS, Poitrasson *et al.*, 1998) et 288 ± 2 Ma (SHRIMP, Cocherie *et al.*, 2005). Ces deux âges ne sont pas compatibles dans la limite des incertitudes analytiques. L'âge à 288 ± 2 Ma a été préféré (Cocherie *et al.*, 2005) comme âge de mise en place du granite perthitique à hastingsite - fayalite de Tolla parce que, dans l'analyse TIMS, aucune fraction concordante n'avait été analysée et que 2 fractions sur 5 présentaient une discordance significative (10,9 % et 12,3 %).

γ_{hb} . **Granite perthitique à biotite** (rédaction B. Bonin). Longtemps confondu d'abord avec le granite hypersolvus à hastingsite-fayalite, sous le terme générique de « granulites », puis avec le *granite subsolvus à biotite* sous les termes de « granites granulitiques » ou de « granites subalcalins », ce type granitique forme les sommets dominant l'usine hydroélectrique d'Ocana et le filon annulaire périphérique de la Punta di Traggietone.

Le granite hypersolvus à biotite affleure moins bien que les autres granites hypersolvus et, dans le paysage, il s'en distingue très bien dans un maquis très dense. Quelques rochers, exfoliés en « écailles d'oignon », émergent et forment des dômes très redressés.

La roche saine est compacte et dure, son grain varie de 2 mm à 1 cm et sa texture est équante. Le contact avec le socle est marqué par des bordures figées granophyriques avec quelques macrocristaux de feldspaths ; de rares enclaves

arrondies de socle ont été observées dans le lit du Prunelli, en amont de l'Usine hydroélectrique d'Ocana. Sous la Punta di u Pazzone, le contact avec le granite hypersolvus à hastingsite-fayalite sus-jacent est horizontal et se traduit par une diminution du grain (de 5 mm à 1 mm) et l'habitus rapakivi (cœur mésoperthitique et bordure albitique) des macrocristaux de feldspaths.

Le granite est assez homogène, sauf près des bordures où l'amphibole est constante et peut être plus abondante que la biotite. De nombreuses enclaves sombres à oligoclase-andésine et amphibole verte apparaissent également en bordure et forment de petites sphères de 1 à 2 cm de diamètre à grain fin et texture intersertale.

Les quartz automorphes gris-noir en petits cristaux agglomérés alternent avec les grands cristaux de mésoperthites légèrement malgachitiques (gris-jaunâtre) passant au rouge dans les zones altérées. Les mésoperthites de microcline et d'albite sont de deux types : un type précoce et peu abondant (moins de 20 %) semblable aux mésoperthites du granite hypersolvus à hastingsite-fayalite (à l'exception près que les micro-inclusions de fluorine et de topaze se situent dans la phase sodique) et un type prédominant en tâches où les plages d'albite sont produites par la recristallisation d'anciennes inclusions vitreuses avec une paragenèse complexe à albite-pyroxène-amphibole-tchevkinite-quartz. L'albite tardive interstitielle est souvent abondante.

Les minéraux colorés se groupent en amas sphériques et sont constitués par la biotite de type annite, qui renferme en inclusions zircon, magnétite, fayalite altérée, hédénbergite très rare, allanite maclée et amphibole verte. L'amphibole verte, une ferro-hornblende, peut également être présente en cristaux isolés précoces en compagnie d'oligoclase, spécialement au voisinage des enclaves sombres. La fluorine est tardive, circonscrite aux cavités miarolitiques.

Les compositions chimiques indiquent un granite alcalin à tendance hyperalumineuse. Les teneurs en calcium et magnésium varient en fonction de la présence des enclaves sombres. Les teneurs en éléments traces montrent que ce granite est la souche de la lignée granitique hyperalumineuse, particulièrement bien représentée en Corse méridionale.

γ₁ha. Granite perthitique à amphibole bleue (rédaction B. Bonin). Assez proche du granite hypersolvus à arfvedsonite d'Evisa (feuille de Vico-Cargèse), ce granite s'en distingue par la nature de son amphibole : barroisite-winchite. Sur la feuille de Sarrola-Carcopino, il forme la petite intrusion allongée (1 km × 0,5 km) de la Punta di u Mazzone (682 m) où il recoupe les deux autres granites hypersolvus. Il y est lui-même recoupé par un filon pegmatitique de granite subsolvus à biotite verte.

Il est semblable macroscopiquement au granite hypersolvus à hastingsite-fayalite. Pour les distinguer, l'habitus de l'amphibole est un critère simple : dans le granite hypersolvus à hastingsite-fayalite, les minéraux colorés sont rassemblés en amas sphériques polycristallins de 0,7 cm de diamètre distants de 1 à 2 cm les uns des autres ; le granite hypersolvus à amphibole bleue présente des cristaux isolés en baguettes trapues clairement postérieures au quartz et aux mésoperthites.

En bordure, le granite présente des phénomènes de trempe au contact du socle avec un grain fin saccharoïde, une texture devenant granophyrique et l'apparition sporadique de biotite. Au contact des granites hypersolvus, les phénomènes de trempe sont moins apparents : l'amphibole perd son habitus en baguette et se réduit en amas sphériques de 1 à 2 cm de diamètre se répartissant tous les 15 cm, accompagnés de quartz et de feldspaths légèrement plus grands. La roche prend ainsi une coloration plus claire.

Les enclaves sont rares. Au départ des conduites forcées d'Ocana, quelques enclaves anguleuses sombres (environ 1 × 3 cm) sont formées par une roche microgrenue à amphibole verte automorphe, biotite et plagioclase interstitiel, peu ou pas maclé et riche en inclusions. Elles sont entourées par une auréole réactionnelle riche en plagioclase, amphibole et biotite. Au même endroit, des haldes considérables, provenant du creusement des tunnels d'amenées d'eau du Lac d'Ocana à l'usine hydroélectrique, livrent, outre le granite hypersolvus local, des blocs importants d'albitites blanches à rouges à chlorite. Le gisement de ces albitites n'est pas connu.

Les minéraux blancs sont identiques à ceux du granite hypersolvus à hastingsite-fayalite : quartz violacé automorphe, mésoperthites de microcline et d'albite, albite tardive interstitielle. Parmi les minéraux colorés, l'amphibole bleue (pléochroïsme jaune-vert à bleu-noir) est une barroisite-winchite et prédomine sur la biotite rare, le zircon, la magnétite, la fluorine et un minéral orangé pouvant être soit une astrophyllite, soit un ferri-stilpnomélane.

Les compositions chimiques en font un granite alcalin métalumineux, plus évolué que le granite hypersolvus à hastingsite-fayalite dans la lignée granitique hyperalcaline et formant ainsi un jalon vers les granites franchement hyperalcalins du Nord-Ouest de la Corse.

SYSTÈME FILONIEN

μγρ. Filons acides indifférenciés (microgranites, rhyodacites et rhyolites calco-alcalines; rhyolites alcalines). Les filons acides marquent le plus souvent un relief dans la topographie. Leur composition varie

de celle de rhyodacites à des rhyolites très acides, la texture est souvent microgranitique au cœur des filons.

β. Filons basiques (basaltes tholéitiques à transitionnels). Sur la feuille Sarrola-Carcopino la densité de filons est faible si on la compare à celle de la feuille de Vico immédiatement plus au Nord. Les zones de plus forte densité se situent dans la Cinarca et dans le complexe de Cauro Bastelica. Au contact des dolérites on remarque souvent la présence d'altérations hydrothermales du type « épisyérites à épidote » comme par exemple au NE de Casaglione.

Q. Filons de quartz. Abondants dans la région de la Cinarca, de nombreux filons de quartz blanc, souvent de puissance métrique, orientés autour de N70, sont parallèles aux zones de cataclases.

FRACTURATION

Zones de déformation cassante (cataclases) et mylonites

L'accident du Cruzzini - Golfe de Lava montre une déformation ductile à laquelle se superpose localement une déformation cataclastique accompagnée d'une rétomorphose dans le faciès des schistes verts (transformation de la biotite en chlorite, « verdissement » et albitisation des plagioclases).

L'analyse de thorianites, provenant de la déstabilisation de monazites, vraisemblablement liées pour partie à la formation des zones de cataclase lors d'un événement post varisque, a permis de mettre en évidence deux groupes d'âges à 58 ± 6 Ma (Paléocène) et 22 ± 3 Ma (Miocène inférieur) et de rapporter ces déformations à la tectonique alpine (feuille Vico, Rossi *et al.*, 2010).

ALTÉRATIONS HYDROTHERMALES

σ. Épisyérites à albite-quartz-épidote. Les syénites à épidote se rencontrent en affleurements de surface restreinte et sont le plus souvent liées à des zones de failles et/ou au contact de filons basiques (Château de Matoni, Vero, Casaglione). Elles dérivent par altération hydrothermale des granites encaissants. Ce sont des roches le plus généralement claire et renfermant des macrocristaux rouges de feldspath potassique (les syénites de Matoni et de Vero ont été utilisées pour faire des panneaux polis à usage décoratif). L'étude microscopique montre que les syénites à épidote sont constituées de plagioclase (albite-oligoclase) souvent déformé et de feldspath potassique. L'épidote et la chlorite sont en agrégats ou en baguettes automorphes. Le quartz est très peu abondant à absent.

FORMATIONS QUATERNAIRES ET PLIOCÈNES

p. **Pliocène.** Sur la rive gauche de la Gravona, en amont de Mezzana, deux petits affleurements sableux émergent du maquis entre deux ruisseaux, à l'altitude de 130 mètres environ. Des encroûtements ferrugineux sont visibles par endroits. Le modelé assez doux du secteur compris entre les collines plus escarpées de Paialtu à l'Ouest et de Saparelli au NE, ainsi que l'existence de sédiments sableux semblables à ceux de Peri au NE, ou bien de Caldaniccia au SE, laissent augurer la présence de sédiments argileux sous-jacents. En rive gauche de la Gravona, au Sud du Pont de Peri, sur plusieurs hectares, une surface assez plane (anciennes carrières de Pedingolu - Pont de Peri) a fait l'objet d'une exploitation.

F. Ottmann (1954) avait observé dans ce secteur «... au contact entre cette surface et la montagne, associée aux arènes, d'épaisses couches de limons argileux avec des croûtes très dures d'oxyde de fer et de limonite dont certaines ont 4 à 5 cm d'épaisseur ...». Le démaquisage de surfaces importantes et l'ouverture de trois carrières ainsi que la réalisation de quelques sondages à la pelle mécanique, ont permis :

– dans la première carrière en bordure de la D229, d'observer le contact entre les sédiments sablo argileux et le substratum granitique ;

– dans la deuxième carrière de relever la coupe suivante : sous des arènes et des cailloutis plus ou moins roulés, on observe des encroûtements d'oxydes de fer puis, sur environ 3 à 4 mètres, des alternances décimétriques de couches d'argiles indurées, jaunes à la partie supérieure, grises à la base.

Le gisement de Peri, qui s'étend sur une dizaine d'hectares environ, a déjà fait l'objet de plusieurs exploitations durant les dernières décennies. Ces argiles reposent en partie sur un substratum formé par des granodiorites de l'unité de la Cinarca altérées et affleurant rarement. Sur sa partie aval, le gisement, est limité par un petit massif de leucomonzogranite rubéfié, très résistant à l'érosion, affleurant bien en rive droite de la Gravona.

Les dépôts d'âge plaisancien (3,6 à 2,59 Ma ; ICS, 2015) sont les témoins les plus septentrionaux des formations tertiaires connues sur le pourtour du golfe d'Ajaccio.

La rivière s'est installée sur une zone de fractures d'importance régionale qui forme la « faille de la Gravona » ; elle entaille sa vallée actuelle dans des leucomonzogranites résistants à l'érosion, ce qui donne lieu à la formation de gorges assez profondes alors qu'elle coule habituellement depuis le pont d'Ucciani dans une plaine alluviale assez large. Il est probable que le cours de la paléo-Gravona se situait un peu à l'Est du cours actuel et avait creusé un lit

profond dans lequel, lors du Pliocène, se sont déposées les argiles alors que la mer avait envahi le lit de la Gravona probablement jusqu'au Pont d'Ucciani.

Les dépôts argileux ont été ensuite presque entièrement décapés par l'érosion sauf dans quelques secteurs (Peri, sur cette feuille ; Caldaniccia et Campo dell'Oro sur la feuille Ajaccio, etc.).

L'extension reconnue du gisement couvre une superficie de l'ordre de 8 ha, son épaisseur moyenne pouvant être estimée à 12,5 m cela permet d'estimer son volume à environ 1 million de m³.

Deux grands ensembles peuvent être distingués : (1) une zone à couverture inexistante qui occupe la partie nord de la formation, sur environ 30 000 m², et qui a déjà fait l'objet d'exploitations ; (2) une zone à couverture qui occupe la partie sud de cette même formation sur 50 000 m² environ. La prospection électrique a montré un recouvrement de colluvions dont la puissance est comprise entre 4 et 9 m. Le front de taille, d'une exploitation déjà ancienne, permet d'y observer 10 à 15 m d'argile.

E. Éboulis. Ces formations non différenciées sont largement réparties dans les zones de forte pente. Elles n'ont été cartographiées que lorsqu'elles forment des éventails facilement identifiables, comme sur le versant sud du rocher des Gozzi. Leur extension est très vraisemblablement largement supérieure à celle indiquée sur la carte mais on a privilégié la représentation du substrat.

SN. **Granite arénisé.** Ces formations d'altération ont été placées en légende dans le Quaternaire mais elles sont plus anciennes. Leur âge peut être supposé entre le Priabonien et le Pliocène, car la formation priabonienne de Venaco (Ferrandini *et al.*, 2010) repose sur des granites non arénisés tandis que la formation pliocène de Peri repose des granites arénisés.

Comme on l'a mentionné plus haut (« Conditions d'établissement de la carte ») la couverture d'arènes n'a pas été cartographiée lors des levés et seuls quelques affleurements ont été individualisés et reportés.

D'importantes formations d'arènes se sont développées notamment en aval des vallées du Liamone, du Cruzzini et de la Gravona où, dans ce dernier secteur, des sondages, dans les secteurs de Caldaniccia et de Mezzavia, ont recoupé ces formations sur une épaisseur de l'ordre d'une soixantaine de mètres.

Généralités sur le Quaternaire*

**Les textes qui suivent sont tirés et adaptés de la notice explicative de la feuille Ajaccio.*

Sur le territoire de la feuille Sarrola-Carcopino, l'évolution quaternaire a comporté des phénomènes d'érosion et de sédimentation fluviales, avec développement de terrasses dans les grandes vallées de la Gravona, du Liamone et du Cruzzini, des phénomènes de colluvionnement sur les versants et des phénomènes d'érosion et de sédimentation littorale.

Alluvions fluviales et torrentielles

Les cours inférieurs de la Gravona et du Liamone occupent une basse plaine remblayée par des alluvions récentes. Le long de ces cours d'eau sont étagés plusieurs niveaux de terrasses, formant des surfaces discontinues. Dans les autres vallées, les dépôts sont plus rarement conservés, parfois sous forme de cônes de déjection torrentiels.

Des forages implantés dans les basses plaines de la Gravona renseignent sur l'épaisseur des alluvions. Dans le forage effectué au Nord de l'aéroport de Campo dell'Oro (feuille Ajaccio, altitude 5,82 m), des sables, graviers et galets fluviaux ont été traversés sur 51 m d'épaisseur et le substratum n'a pas été atteint.

Tous les fleuves et les ruisseaux drainent uniquement la zone granitique, et leurs alluvions sont constituées par des galets de granites et de roches filoniennes associées, dans une matrice sableuse ou sablo-argileuse. L'altération de ces alluvions, marquée par la couleur de la matrice (orange, brune ou grise), par la plus ou moins grande friabilité des galets et par le développement de cortex altéré, permet d'établir la chronologie relative des dépôts. Chaque niveau est caractérisé par son degré d'altération, d'autant plus fort que la formation est plus ancienne.

Il n'existe pas actuellement d'éléments de chronologie « absolue » pour les alluvions quaternaires de cette région. Toutefois les formations récentes peuvent être mises en corrélation avec les alluvions de montagne, pour lesquelles a été proposée une chronologie par palynozones, étayée par des datations au radiocarbone (Reille, 1975 ; Conchon, 1975) : la très basse terrasse fluviale Fy3 est dans le prolongement longitudinal d'alluvions glaciaires antérieures au Tardiglaciaire, donc elle correspond à un stade de la dernière glaciation (stade du Würm supérieur).

Colluvions

De petits épandages colluviaux sont fréquents au bas des versants. Ils sont formés de fragments anguleux, dont la lithologie dépend du versant, dans une matrice sablo-argileuse orange ou brune (leur extension ou (et) leur épaisseur sont souvent trop restreintes pour apparaître à l'échelle de 1/50 000).

Formations littorales

Sur la côte se rencontrent des dépôts éoliens ou marins. Les sédiments marins sont des sables, des sables graveleux ou des galets ; leur altitude supérieure permet de distinguer trois niveaux marins, dont la corrélation avec les alluvions fluviales s'établit d'après leurs relations spatiales. Dans le golfe de Sagone, les alluvions Fy2 passent longitudinalement aux dépôts marins M2 de + 10 à 12 m d'altitude (Conchon, 1984). Les sédiments côtiers MZ sont vraisemblablement holocènes.

Formations fluviales et torrentielles

Fw. Alluvions fluviales des très hautes terrasses (paléosol orange). Elles forment les plus hautes terrasses et sont actuellement en relief inverse, couronnant des collines en rive gauche de la Gravona (+11 m) et en rive droite du Liamone (+50 m) au-dessus des cours d'eau actuel (dans leur partie aval). Dans une matrice sablo-argileuse rouge-orange, les galets granitiques sont en majorité pulvérulents et les galets de roches microgrenues sont altérés à leur périphérie en un cortex orange épais de 6 à 8 mm.

Fx. Alluvions fluviales des hautes terrasses (paléosol orange). 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). Cette terrasse est bien développée en rive gauche de la Gravona sous la terrasse Fw.

Fy1. Alluvions fluviales des moyennes terrasses (paléosol orange). Elles forment un niveau de moyenne terrasse, largement développé en rive droite de la Gravona (Gare de Mezzana) 20 à 50 m au-dessus du lit actuel. Rubéfiées comme les alluvions anciennes. Elles ont des galets moins altérés ; les granites sont pulvérulents, mais les roches filoniennes n'ont pas de cortex orange.

Fy2. Alluvions fluviales des basses terrasses (sol brun). Elles constituent les basses terrasses, des cours d'eau principaux (Gravona, Cruzzini et Liamone) et sont notamment largement développées à l'embouchure du Liamone où elles affleurent sur près de 5 km², 2 à 4 m au-dessus du lit actuel. Des affleurements existent aussi le long de petits ruisseaux. Ces alluvions ont quelques galets granitiques pulvérulents, dans une matrice brune ; les autres galets ne sont pas altérés.

Fy3. Alluvions fluviales des très basses terrasses (matrice grise). C'est une formation à galets sans altération : le sable est gris et les galets sont intacts ; elle a été parfois exploitée pour graviers (vallée de la Gravona par exemple).

LV. Limon de fond de vallée. Les sables et limons gris, notés LV, couvrent les très basses terrasses et le lit majeur.

Jw. Cône de déjection torrentiel des hautes terrasses (paléosol orange). Ces cônes affleurent sur une grande surface en rive gauche de la Gravona comme au SE de la gare de Mezzana ou en aval de Peri.

Jx. Cône de déjection torrentiel. On trouve ces cônes de déjection anciens à paléosol orange en rive gauche de la Gravona, les torrents qui drainent les falaises du Monte Falconaccia ont apporté un large cône torrentiel ancien. Des galets granitiques sont pulvérulents, ceux en roches filoniennes ont un cortex altéré mince.

Jy1. Cône de déjection torrentiel à paléosol orange. Ces cônes de déjection, assez anciens, à paléosol orange, se rencontrent au débouché des torrents en rive gauche de la Gravona. Ils sont formés par un mélange de galets roulés et de fragments anguleux, avec même altération que les alluvions fluviales Fy1.

Jy2. Cône de déjection torrentiel à matrice brune. Ces cônes de déjection récents formés par des alluvions brunes s'étalent en éventail au confluent de certains ruisseaux avec les fleuves principaux, comme c'est le cas en rive gauche de la Gravona.

CJ. Colluvions torrentielles indifférenciées. On les rencontre en larges plaquages au NW de Bottacina, en rive gauche de la Gravona.

CJy1. Colluvions de cônes à paléosol orange. Ils forment un plaquage au Nord d'Ucciani en rive gauche de la Gravona.

CFy2. Colluvions à paléosol brun. Ils forment un plaquage au Nord d'Ucciani en rive gauche de la Gravona.

CJy2. Colluvions de cônes à paléosol brun. Ils forment un plaquage au Nord d'Ucciani en rive gauche de la Gravona.

Cjr. Blocs résiduels provenant d'une colluvion plus ou moins torrentielle. Ils sont bien exposés en rive gauche du ruisseau de Loriaggiu, au NE de Villanova.

CY. Colluvions granitiques. Elles ont surtout été figurées ponctuellement comme au regard ouest de la falaise de Punta di a Vida ou bien le long du littoral. Elles sont formées d'arène granitique remaniée emballant souvent des fragments anguleux de granites ou des roches du versant proche. Le sable domine parfois,

mais l'intercalation de lits de cailloux indique qu'il ne s'agit pas d'une arène en place et qu'elle a été colluvionnée.

Formations éoliennes

D. Dune littorale. Ces formations sont peu développées sur le territoire de la feuille Sarrola-Carcopino, on trouve néanmoins une dune à l'embouchure du ruisseau de la Liscia.

Formations marines

Ms1. Dépôt marin jusqu'à 20-30 m. Ces sables littoraux forment de nombreux petits plaquages le long du littoral, ils se rencontrent jusqu'à un niveau de +20 à +30 m.

Ms2/Mg2. Dépôt marin vers +8 à 12 m, sableux ou gréseux (Ms2) ou à galets (Mg2). Des résidus de dépôts marins à galets subsistent en quelques endroits de la côte, notamment au Sud de la plage de Santana et au NE de la plage de San Giuseppe (Liamone), mais ils sont souvent non cartographiables en raison de leur faible surface.

Par contre, les formations Ms2 et Mg2 affleurent largement dans le Golfe de Lava, à Costi di Villanova, jusqu'à la cote +10 m.

CMs2. Colluvions sur dépôts marins. Au Sud de la plage du Santana, des colluvions recouvrent des sables littoraux.

ME2. Surface d'érosion marine. Dans la partie nord de la carte, au Nord de Punta di Trio et au NE de la Punta San Giuseppe, une surface d'abrasion marine, se trouve à la cote +9 à +10 m.

Mz. Dépôts marins (Versilien). Ces cordons littoraux subactuels sont bien développés sur les plages du Stagnone, du Liamone, de San Giuseppe, du Santana, de Sagone et de Stagnoli ; ces sables tapissent aussi le fond des anses côtières.

X. Formations anthropiques. Il s'agit de remblais routiers comme pour l'ouvrage côtier au Nord de la plage de Stagnoli.

DOMAINE MARIN

Cadre général

La Corse est bordée de plates-formes sous-marines présentant des morphologies variées. Certaines prolongent les reliefs terrestres tandis que

d'autres s'en différencient témoignant d'une évolution géologique particulière. La plate-forme occidentale est extrêmement étroite et morcelée, par des golfes entaillant profondément le socle ancien, mais aussi par des pointes rocheuses et des incisions de têtes de canyons.

Le secteur immergé de la feuille Sarrola-Carcopino est le golfe de Sagone (fig. 12, hors texte), constitué de baies dont l'anse de Sagone, le golfe de la Liscia, et le golfe di Lava. La côte est à prédominance rocheuse, constituée de caps avec des prolongements rocheux en mer, dont Punta di Triu, Punta Paliagi et Capo di Feno. Le plateau continental est extrêmement étroit, voire quasi-inexistant. La pente continentale est entaillée par des canyons, dont le canyon de Sagone, qui s'étend du golfe de la Liscia au bassin profond ligure. D'autres canyons existent, face au golfe de Lava et à Cargèse.

Données disponibles

Sur le domaine immergé de la feuille Sarrola-Carcopino, les données disponibles sont peu nombreuses. Il existe des données bathymétriques informant sur la morphologie, des sondages géologiques (plombs suiffés et sondages BRGM) informant sur la nature des formations géologiques et données de sismique réflexion imageant la géométrie du sous-sol.

Une grande partie des données utilisées sont issues du projet LIMA, programme d'études consacré à la connaissance de la nature et de la qualité du Littoral Marin de la Corse entre 0 et 100 m de profondeur, établi par l'Office de l'environnement de la Corse avec la collaboration de plusieurs administrations et organismes : Direction régionale de l'environnement, Agence de l'eau Rhône-Méditerranée Corse, BRGM, IFREMER, Directions départementales de l'équipement, Université de Corse.

La phase I du programme 2000-2001, a été consacrée à la réalisation d'une cartographie à l'échelle du 1/100 000 de la nature des fonds à partir de la compilation et de la synthèse de nombreuses données. Au cours de cette phase, un modèle numérique de terrain de bathymétrie a été établi à partir des données hydrographiques du SHOM et les données sédimentologiques provenant de diverses sources ont été complétées par l'acquisition de données nouvelles au cours de deux campagnes à la mer (Guennoc *et al.*, 2001). La phase II du programme engagée en 2002, consistait à réaliser une cartographie détaillée des fonds marins dans les secteurs jugés intéressants d'un point de vue environnemental, physique et/ou sur le plan des usages économiques.

Données bathymétriques

La bathymétrie présentée sur la feuille Sarrola-Carcopino est une compilation du MNT bathymétrique LIMA (Guennoc *et al.*, 2001) et du MNT des marges de la Corse à 250 m (Guennoc *et al.*, 2004), respectivement pour les profondeurs

de 0 à 100 m et les profondeurs supérieures à 200 m (fig. 12). Ces données bathymétriques ont permis d'obtenir les isobathes du fond marin en mètres intégrées à la carte feuille Sarrola-Carcopino.

Le MNT bathymétrique LIMA (Guennoc *et al.*, 2001 ; Guennoc *et al.*, 2002 ; Pluquet, 2006), établi à un pas de 50 mètres, est construit sur la base des levés hydrographiques réalisés de 1977 à 1986, délivrés par le Service Hydrographique de la Marine (SHOM, convention E4/2000). Le traitement de ces données est décrit de manière détaillée dans le rapport LIMA (Guennoc *et al.*, 2001).

Le MNT des marges de la Corse est établi à partir d'une compilation de données bathymétriques de l'Ifremer (MEDIMAP *et al.*, 2007) et de Paris VI (Mauffret *et al.*, 1999).

Sondages de géologie

Les sondages marins référencés sur la feuille Sarrola-Carcopino (fig. 1) informent essentiellement sur les formations superficielles. Les prélèvements au plomb suiffé constituent la principale source d'information (extrait du SIG plates-formes sous-marines de la Corse - LIMA.). Ils ont été recueillis à l'issue des levés hydrographiques réalisés par le SHOM à la fin du XIX^e siècle et intégrés au sein de la base de données sédimentologiques SHOM (Garlan et Guyomard, 1999).

Trois types de renseignement permettent de décrire chaque échantillon de plomb suiffé : (1) la localisation (latitude et longitude), (2) le code sédiment et (3) le code descriptif. Le code sédiment représente la nature principale du sédiment (roche, galets, graviers, sable, sable fin, vases, ou diverses combinaisons telles que sable fin vaseux ...). Le code descriptif indique la présence d'éléments secondaires (coquilles, maërl, algues, herbiers...). Les principaux atouts de ces données résident dans leur nombre et l'homogénéité de leur distribution sur l'ensemble de la plate-forme insulaire.

Les rares sondages LIMA2 (BRGM), acquis en 2001 sur le navire océanographique Georges Petit, sont situés à proximité de la côte. Ils sont consultables sur le site Infoterre (<http://infoterre.brgm.fr/>). Ils ont permis de contrôler la description des données de plomb suiffé. D'après l'analyse de P. Guennoc *et al.* (2001), les descriptions des anciennes données plomb suiffé ont une bonne similitude avec celles des récents prélèvements à la benne de LIMA.

Profils de sismique réflexion

Sur la façade maritime de la carte à 1/50 000 de Sarrola-Carcopino, les rares profils sismiques sont des profils de sismique réflexion haute résolution

monotrace, acquis en juin et septembre 2001 lors des campagnes LIMA 1 et LIMA 2 à bord du navire océanographique *Professeur Georges Petit* de l'Institut National des Sciences de l'Univers (INSU). Ces campagnes ont été menées par le BRGM en collaboration avec l'Université de Corte. Une grande partie des données a été analysée par P. Guennoc *et al.* (2001) et F. Pluquet (2006). La description des métadonnées et la visualisation des images sismiques des campagnes LIMA sont accessibles sur le portail européen <http://www.geoseas.eu/>. La sismique réflexion utilisée a une résolution verticale métrique et résolution horizontale d'environ 4 m. La longueur d'écoute est limitée par la présence du multiple primaire (la répétition du signal au temps double).

Produits cartographiques disponibles

Sur le plateau continental, les contours géologiques des formations superficielles sont issus essentiellement des travaux cartographiques du projet LIMA. Sur la pente continentale et le Bassin, les contours géologiques proviennent de la carte géologique 1/250 000 des marges corses (Thinon *et al.*, en préparation) élaborée pour la partie occidentale par P. Guennoc *et al.* (2004) et P. Guennoc *et al.* (2011).

La carte de nature du fond du projet LIMA a été construite avec les données LIMA sur la base des cartes « historiques » de synthèse de nature des fonds au 1/25 000 (effectuée sur la base des descriptions sédimentologiques des plombs suiffés et de la morphologie).

Le peu de données LIMA existantes et le fait que les cartes « historiques » ne sont qu'une vision globale de la répartition des différents faciès sédimentaires des fonds marins concourent à éviter de conduire une interprétation trop détaillée à l'échelle d'une baie, d'un golfe ou d'un secteur particulier en raison des erreurs possibles lors de la « mesure ».

Élaboration de la carte de nature de fond LIMA

Le principal objectif de la première phase du projet LIMA, consistait à établir une carte de synthèse au 1/100 000 de la nature sédimentaire des fonds marins de l'ensemble des plates-formes insulaires entre 0 et -100 m de profondeur (fig. 13, hors texte), en y intégrant et interprétant les diverses données recueillies (historiques et récentes) (Guennoc *et al.*, 2001 ; Guennoc *et al.*, 2002 ; Pluquet, 2006 ; Pluquet *et al.*, 2004). L'interprétation des données d'imagerie acoustique et la détermination des divers faciès sédimentaires à partir des prélèvements d'échantillons et des observations par vidéo sous-marines ont constitué les sources d'informations prioritaires pour le contourage des principaux ensembles sédimentaires. Dans les secteurs non reconnus par l'imagerie acoustique, les contours ont été établis sur la base des informations morphologiques par superposition du MNT « ombré », des courbes bathymétriques et des données historiques de plombs suiffés. Ce fut le cas en particulier pour les zones

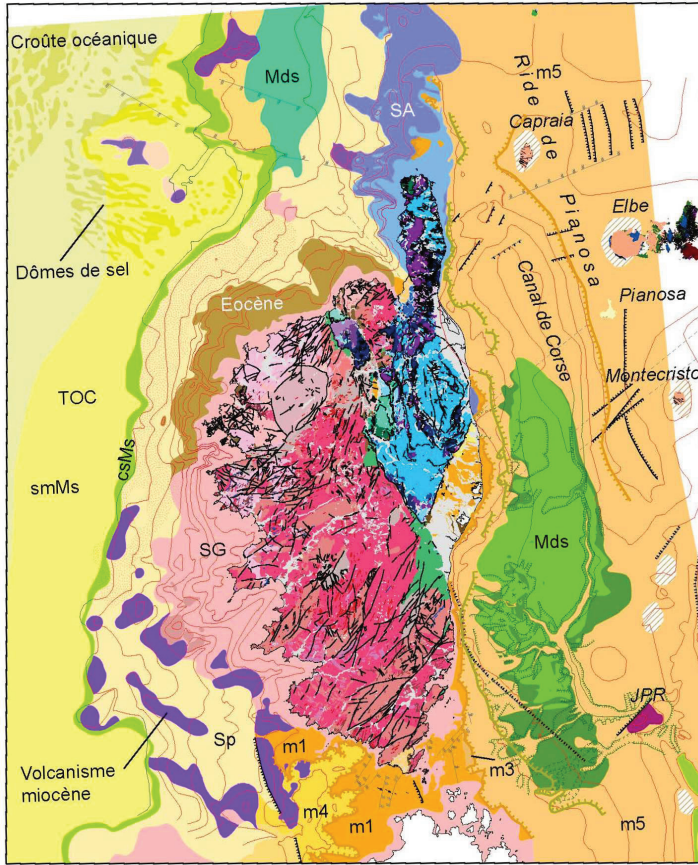


Fig 14 a - Légende la carte géologique des marges de la Corse

SG : Socle varisque immergé ; JPR : Bloc basculé ; SA : Socle alpin immergé ;
Sp : Substratum indéterminé (sous couverture pliocène), TOC : Transition océan-
continent sous couverture sédimentaire ; Mds : Messinien détritique syn-crise ;
smMs : couche de sel mobile dans le Messinien syn-crise ; csMs : couche
supérieure du Messinien syn-crise ; m5 : Miocène indéterminé ; m4 : Miocène
incisé comblé par du Pliocène ; m3 : Miocène affleurant induré ; m2 : Miocène
toscan ; m1 : Miocène affleurant.

d'affleurements rocheux, notamment à l'Ouest de la Corse. À chaque fois que cela fut possible, la priorité sur la nature des terrains a été donnée aux informations les plus récentes, c'est-à-dire aux levés sonars, prélèvements et observations vidéo sous-marine des missions LIMA 1 & 2.

Le document établi constitue ainsi la première cartographie homogène et complète de l'environnement sédimentaire sur les plates-formes de la Corse. Les différents faciès de nature de fond qui y ont été observés ont été reportés sur la carte selon une classification granulométrique standard (Larsonneur, 1977). Cette classification privilégie les fractions fines et grossières et permet de rendre compte des principaux faciès qui peuvent être reconnus d'après les analyses sédimentologiques. Néanmoins, certains faciès spécifiques des plates-formes méditerranéennes ne peuvent être distingués. Le choix de cette classification est dû au faible nombre de prélèvements récents utilisés (environ 300) au regard de la masse de données constituée par le plomb suiffé (87 260 échantillons, classés selon un critère visuel granulométrique). À l'issue des analyses sédimentologiques en laboratoire, chaque échantillon a été attribué à une classe sédimentologique en fonction de sa granulométrie et de sa teneur en carbonates.

Outre les zones de roches affleurantes et sub-affleurantes, les grands ensembles de sédiments meubles qui figurent sur la carte sont les suivants : Gravier, Sables et graviers, Sables, Sables fins, Sables vaseux, Vases.

Élaboration de la carte géologique des marges corses à 1/250 000

La carte géologique des marges corses à 1/250 000 (fig. 14) présente la répartition et la nature des formations géologiques anté-Plio-Quaternaire. Elle présente aussi la répartition d'éléments plus superficiels comme les isohypses de la Surface d'Érosion Messinienne (SEM). Ces isohypses de la SEM en seconde temps double ont été intégrées à la carte à 1/50 000 de Sarrola-Carcopino.

La connaissance du sous-sol marin est apportée pour l'essentiel par les levés de sismique réflexion acquis lors de campagnes océanographiques de recherche, pilotées par le BRGM dans le cadre d'un projet de programme de Cartographie Géologique de la France/plateau continental et du projet LIMA. La cartographie des formations géologiques est issue de l'interprétation des profils de sismique réflexion et de leur corrélation par intersection. Dans le cas idéal, l'interprétation géologique est contrainte par les échantillons à l'aplomb des unités sismiques. Les contours sous-marins ne représentent donc pas les limites précises des formations géologiques mais restent approximatifs.

La cartographie du domaine immergé de la carte de Sarrola-Carcopino a bénéficié de la connaissance fournie par les affleurements du littoral et du socle en domaine émergé, ainsi que du travail de cartographie à 1/250 000 et de LIMA

à 1/50 000 ainsi que les résultats des travaux divers, cartes et publications scientifiques antérieures.

Nature du fond marin

Les contours des sédiments meubles superficiels sont issus de la carte de nature de Fond LIMA (Guennoc *et al.*, 2001). Les contours des zones de roche (sub-) affleurante sont issus carte de nature de Fond LIMA pour le plateau et de la carte géologique des marges corses à 1/250 000 pour la pente continentale.

Les éléments de nature de fond ont été regroupés en 7 principaux ensembles distingués par des caissons différents sur la présente carte :

- les roches (sub-)affleurantes de nature indéterminée (Formation granitique indifférenciée affleurante à sub-affleurante) ;
- les sables fins ;
- les sables ;
- les sables grossiers ;
- les sables et graviers ;
- les vases ;
- le Plio-Quaternaire sur formation granitique indifférenciée.

Les roches (sub-)affleurantes de nature indéterminée sont des zones où l'épaisseur des sédiments meubles est nulle ou extrêmement faible, laissant transparaître le substratum rocheux dans la morphologie sous un aspect généralement rugueux (fig. 15 et 16). Ces zones se répartissent dans l'axe des canyons de Sagone et sur le plateau dans le prolongement des caps rocheux.

D'après les sondages, les formations meubles les plus représentées sont les sables, présents pour l'essentiel dans la partie méridionale, à partir de Punta di Palmentoju. Les sables et graviers ont une répartition semblable aux sables, mais dans une moindre mesure. Les sables grossiers sont cartographiés principalement au Nord de Punta di Palmentoju. Les sables fins sont confinés dans l'anse de Sagone. La vase est peu représentée au niveau de Punta Capigliolo et dans le Golfu di Lava.

La couverture de sédiments meubles se présente en général comme un ensemble d'unités sismiques caractérisées par un faciès sismique finement lité, avec des réflecteurs plans d'énergie forte à moyenne. Elle repose le plus souvent directement sur le substratum rocheux ancien.

L'épaisseur de la couverture sédimentaire est imagée par les profils de sismique réflexion LIMA 1 et 2 (fig. 16). L'épaisseur peut atteindre quelques mètres à quelques centaines de mètres dans les dépressions (canyons comblés ?).

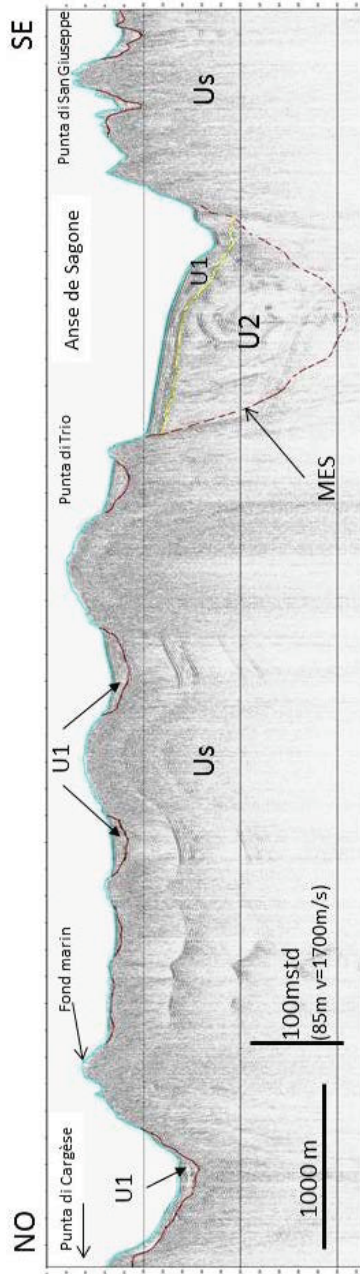


Fig. 15 - Exemple de canyon sous-marin peu sédimenté - Profil sismique Très Haute Résolution (L265, figure 1) perpendiculaire à une bran che du canyon sous-marin de Sagone face au village de Penisola. Us : Socle acoustique/Socle cristallin ; U1 : formation meuble récente ; U2 : formation sédimentaire supposée Plio-Quaternaire

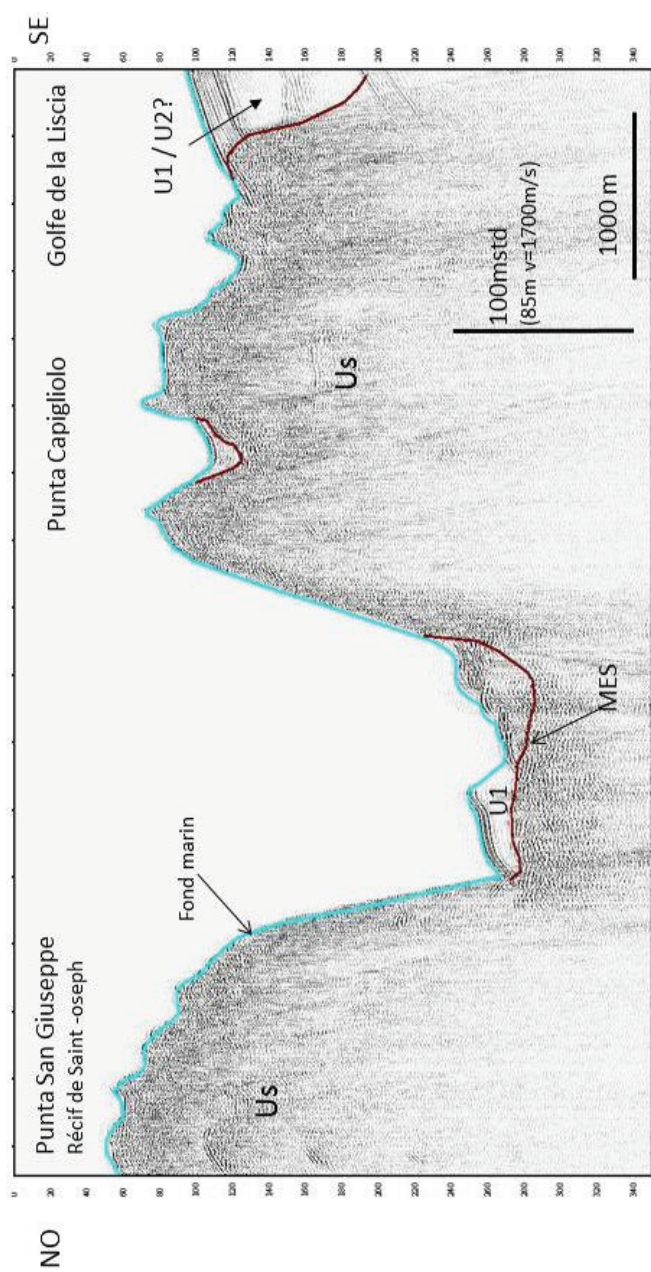


Fig. 16 - Exemple d'image sismique Très Haute Résolution (L266, LIMA2) recoupant la plate-forme continentale de Punta di Cargèse à la bordure sud de l'Anse de Sagone. Us : Socle acoustique/Socle cristallin ; U1 : formation meuble récente ; U2 : formation sédimentaire supposée Plio-Quaternaire

Géologie du substratum anté-quadernaire

Les contours géologiques du substratum du domaine immergé de la carte Sarrola-Carcopino sont issus de la synthèse cartographique des marges corses à 1/250 000 (Guennoc *et al.*, 2004). Aucun prélèvement du substratum n'existe sur la feuille Sarrola-Carcopino. L'interprétation géologique y est essentiellement déduite de l'interprétation des profils sismiques, de la morphologie (bathymétrie) et de la géologie du littoral.

Le substratum immergé de la feuille Sarrola-Carcopino est supposé être le prolongement du socle émergé, constitué de formations cristallines hercyniennes. Le socle acoustique présente un faciès sismique peu ou non réfléchissant. Sa surface est irrégulière, interprétée comme une surface d'érosion/abrasion polygénique, dont la plus récente serait la Surface d'Erosion Messinienne. Lors de la Crise de Salinité Messinienne, les marges corses ont été érodées et incisées, créant ou réutilisant le canyon sous-marin de Sagone. La plupart des branches du canyon de Sagone sont peu ou pas sédimentées laissant apparaître le substratum cristallin. Certaines branches comme celle de l'Anse de Sagone et le Golfe de la Liscia sont partiellement comblées par une épaisse formation sédimentaire d'âge supposé principalement post-Messinien.

Les structures tectoniques n'ont pas été distinguées sur les profils sismiques (ce qui ne signifie pas qu'elles n'existent pas). Au vu de la morphologie de la marge, on peut supposer que les structures affectant le socle hercynien se poursuivent en mer. Les canyons se situent dans le prolongement des vallées (fig. 12).

CONDITIONS DE FORMATION DES ENTITÉS GÉOLOGIQUES

TÉMOINS DE CROÛTE INFÉRIEURE VARISQUE

La Corse hercynienne s'inscrit dans la Branche Varisque Méridionale (BVM). Au sein de la BVM, la nature de la croûte continentale inférieure de la chaîne hercynienne peut être appréhendée dans des secteurs tels que la Zone d'Ivrée (Alpes), la Corse ou la Calabre, parties de la marge téthysienne (où l'amincissement crustal puis les tectoniques cénozoïques ont permis son exhumation, à l'image de ce que l'on connaît aujourd'hui dans le Golfe de Gascogne).

Les métasédiments présents ont des compositions de graywackes et de shales métamorphisés dans des conditions de P et T estimées entre $P = 0,7 \pm 0,1$ GPa - $T = 800$ °C (Libourel, 1985) et $P = 1$ GPa - $T = 900$ °C (Caby et Jacob, 2000).

L'étude des zircons détritiques révèle que ces sédiments proviennent du socle du 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.*, 2008).

C'est la fusion de métasédiments de ce type qui est principalement à l'origine des magmas granitiques hercyniens, 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.

MAGMATISMES PRÉ-OROGÉNIQUES CAMBRIENS ET ORDOVICIENS

On retrouve, surtout en Sardaigne, la trace de l'intense activité magmatique du Paléozoïque inférieur, avec 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 et la zone axiale des Pyrénées. Le paléoenvironnement du magmatisme ordovicien reste débattu, contexte d'arc volcanique ou de rift continental ? Dans certaines formations métavolcaniques acides, celle de l'Olló de Sapo en Galice, ou les « porphyroïdes » en Vendée, la grande quantité de zircons panafricains et plus anciens révèle la nature crustale du protolite ainsi que la rapidité de la fusion, ces faits suggérant un mécanisme de sous-plaquage en contexte de rift.

MAGMATISME HERCYNIEN

Dans la BVM, depuis la Bohême (pluton de Bohême centrale) en passant par les Vosges (granite des Crêtes, granites de Ballons), les Alpes (Aar, Lauzière ...), le Mercantour et jusqu'en Corse occidentale, se met en place un magmatisme métalumineux U1 magnésio-potassique (Mg-K), caractérisé par l'association de roches ultra-potassiques (vaugnérites, durbachites etc) et de monzonites quartziques - monzogranites.

Au sein de ces roches magnésio-potassiques, deux ensembles ont pu être distingués par leur caractères pétrographiques et géochimiques (Tabaud *et al.*, 2015). Le premier (monzonite - monzogranite) comprend les roches Mg-K de Corse, des Alpes, des Vosges du sud (Ballons), du pluton de Rastenbergl et de la suite de Blatna (Bohême) et le second (syénite - granite) comprend le pluton de Čertovo Břemeno (Bohême) et les granitoïdes des Vosges centrales (Crêtes).

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 E de la suture sud-varisque (SE du microcontinent Armorica).

Plus tard, durant la période dite tardi- à post-collisionnelle (Carbonifère supérieur, 320-290 Ma), se produisent 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 à l'accumulation de magmas basiques « sous-plaqués » en base de croûte.

Dans le Massif central et la BVM, une anomalie thermique mantellique se développe pendant l'évolution tardive de la chaîne hercynienne. Elle engendre 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 contemporains de l'épisode granulitique 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'Estérel 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 tholéitiques, sous la forme de complexes basiques-ultrabasiques stratifiés, de stocks, d'enclaves, de filons doléritiques et d'appareils volcaniques (Rossi et Cocherie, 1991). La composition des magmas parents est celle de tholéites variablement enrichies, issues de la fusion d'un manteau sous-continental hétérogène, dont la composition correspond à 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 dans la croûte inférieure, avec production de gneiss à sillimanite-cordiérite-grenat.

La grande abondance des granitoïdes *s.l.* constitue un trait caractéristique majeur de la chaîne hercynienne, qui semble refléter la combinaison de deux facteurs particulièrement favorables à la production de magmas intra-crustaux : (1) la très large prépondérance, à tous les niveaux structuraux, de lithologies métasédimentaires fertiles (métagreywackes, métapélites) et (2) 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 aussi que la remontée de matériaux mantelliques très chauds, à des niveaux relativement superficiels, a causé un apport thermique important. On peut considérer cette advection de chaleur d'origine mantellique, qui clôtura l'orogène hercynien, pour le principal responsable de la différenciation de la croûte continentale en un niveau inférieur à caractère résiduel (« restitique ») et cumulatif, et un niveau supérieur riche en granitoïdes.

ÉVOLUTION TECTONO-MÉTAMORPHIQUE

Dans le domaine hercynien de la Corse, trois principaux épisodes de métamorphisme ont été reconnus :

1 - le métamorphisme de HP ($P \sim 1,2-1,5$ GPa) et HT ($T \sim 800-900$ °C) reconnu dans les pyrigarnites de Porto-Vecchio (Libourel, 1985 ; Giacomini *et al.*, 2008) dont l'âge du protolithe est 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 protolithe cambro-ordovicien, sont accolés aux niveaux métasédimentaires (Porto Vecchio : $463 +14/-11$ Ma ; Asco : 476 ± 8 Ma). Ces faciès de HT HP n'ont pas été reconnus sur la feuille Sarrola- Carcopino ;

2 - le deuxième épisode est caractérisé par un métamorphisme de faciès amphibolite auquel est très souvent associé un épisode anatectique qui a été daté autour de 345 Ma (Vignola : 345 ± 3 Ma, Porto Vecchio : 345 ± 5 Ma, Belgodere : 337 ± 8 Ma) et qui est pénécemporain de la mise en place du magmatisme Mg-K. À Vignola (feuille Ajaccio), c'est cet épisode qui affecte les gneiss de Villanova ;

3 - le troisième événement métamorphique important se produit au Carbonifère supérieur, il est de haute température et basse pression et n'est pas caractérisé sur la feuille Sarrola-Carcopino. L'examen de la croûte inférieure kinzigitique hercynienne (gneiss de la nappe de Santa-Lucia), 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 contemporains de l'épisode granulitique tardif de la croûte inférieure (Rossi *et al.*, 2006, 2015). La datation (1) de leucosomes anatectiques à grenat à 307 ± 3 Ma à proximité des enclaves et septa de gneiss plus ou moins anatectiques et (2) celle de leucomonzogranites à 297 ± 2 Ma enclavant des septums de gneiss anatectiques à grenat + biotite + sillimanite + cordiérite + andalousite dilacérés

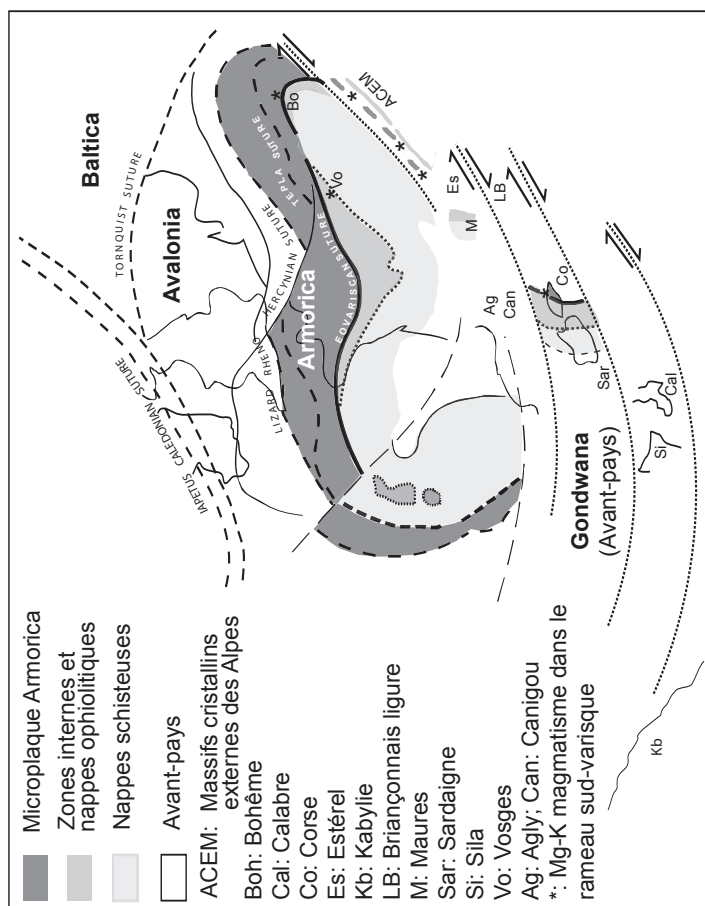


Fig. 17 - Localisation de la suture sud varisque (SSV) dans la branche méridionale de l'orogène hercynien. En trait noir plain : suture sud varisque (sud de la plaque Armorica). En pointillés : chevauchement des nappes internes sur le parautochtone de Gondwana

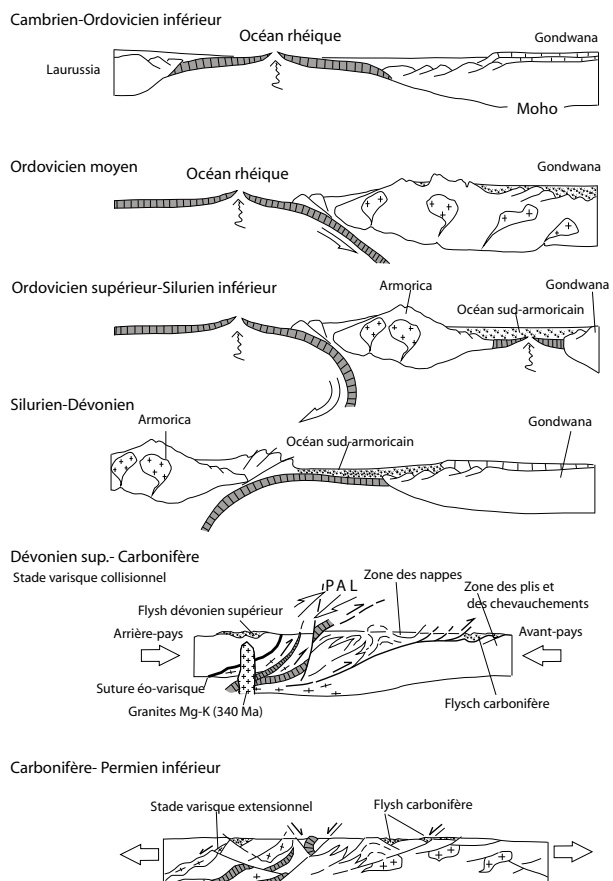


Fig. 18 - Schéma de l'évolution géodynamique du bloc corso-sarde

- 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 tard-hercynienne.

ductilement dans la foliation, indique que cet épisode thermique s'est déroulé sur une durée d'au moins une dizaine de Ma (Rossi *et al.*, 2012, feuille Bastelica). Cette évolution correspond à une décompression contemporaine d'une augmentation progressive de la température, synchrone d'une anatexie généralisée de la croûte continentale.

SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE

La présentation de l'organisation des différentes sutures et des microplaques au sein de l'orogène hercynien se réfère ci-après (fig. 17) au schéma général de P. Matte (2001) complété de celui de J.P. Bard (1997) pour la branche varisque méridienne ou BVM (Rossi *et al.*, 2015). Les pièces du puzzle de la BVM, en position orientale par rapport au poinçon gondwanien, doivent être replacées dans leur position anté-Permienne pour permettre d'y retrouver une logique structurale.

Pour bien comprendre l'histoire de la branche varisque méridionale (fig. 17), il est nécessaire de replacer cette partie de la chaîne avant son démembrement au cours du Stéphano-Permien. En Corse, les sédiments grésopélitiques, d'âge néoprotozoïque à cambrien, et leur couverture paléozoïque inférieur (série de Galeria) ont les mêmes caractéristiques que ceux du palécontinent Armorica et sont en position d'arrière-pays dans la zonation de la chaîne hercynienne. À l'inverse les séries métamorphiques de haut grade, gneiss de Belgodere et Porto-Vecchio, présentent toutes les caractéristiques tectono-métamorphiques de la zone Rhénohercynienne et Moldanubienne, et sont donc à replacer dans la continuité du massif de Bohême (fig. 17).

Il y a environ 500 Ma, l'océan rhéique commence à s'ouvrir (fig. 18). Ce rifting conduit à l'individualisation de la Laurussia qui se détache de la marge passive du continent Gondwana.

Environ 10 à 20 Ma après, la marge nord du Gondwana continue à se disloquer donnant naissance à l'Océan sud-armoricain (ou Médio-Européen) qui va séparer le microcontinent (ou une mosaïque de microblocs) 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 NW, 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 à la formation de la suture éovarisque soulignée 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 d'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 granitoïdes U1 Mg-K qui scellent le collage des formations d'Armorica (série de Galeria) et des gneiss de Belgodere. Ces granites, qui affleurent actuellement selon une longue et étroite guirlande de plutons qui s'étend, sur près de 1 500 km, depuis la Corse jusqu'à la Bohême, ont été dispersés au Carbonifère sup.-Permien le long d'un train d'accidents majeurs transpressifs dextres, associés au mouvement, dans le sens horaire, de rotation-translation de Gondwana vers l'Amérique du Nord (Bard, 1997 ; Edel *et al.*, 2014). La mise en place initiale des granites Mg-K de Corse s'est déroulée dans une zone originellement proche de la Bohême et des Vosges (fig. 17).

L'extension crustale post-épaississement voit la dénudation des granitoïdes U1 et la mise en place de l'association volcano-plutonique calco-alcaline composite U2.

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-alcaline 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. Ces 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, 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 conduits 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 des magmas peuvent être estimées dans un massif de la partie occidentale du Désert des Agriates, qui montre des granodiorites et des leucomonzogranites intrusifs dans les formations volcano-sédimentaires dont la profondeur, lors de l'intrusion, était de l'ordre du millier de mètres voire moins (Rossi *et al.*, 1993). De même, la

pression de mise en place du complexe mafique du Tenda, estimée à ~0,05 GPa (Tribuzio *et al.*, 2009), indiquerait une profondeur du même ordre.

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 km d'épaisseur de terrains a pu être décapée par l'érosion.

Entre 305 et 285 Ma, les intrusions granitiques U2 sont accompagnées par l'injection, à différents niveaux crustaux, de basaltes tholéitiques sous la forme de complexes stratifiés cumulatifs basiques à ultrabasiques, de stocks, d'enclaves, de filons doléritiques et d'appareils volcaniques (Osani). La composition des magmas parents est celle de tholéiites variablement enrichies, issues de la fusion d'un manteau sous-continentale hétérogène, dont la composition est celle d'une lherzélite à spinelle ou amphibole, mais sans grenat. À cette même époque, les intrusions granitiques sont accompagnées par l'injection, à différents niveaux crustaux, de basaltes tholéitiques sous la forme de complexes basiques stratifiés.

Au Permien inférieur (autour de 290 Ma), dans un contexte d'extension crustale, 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 qui témoignent du fort réchauffement de la croûte continentale (observations sur la feuille de Bastelica). Au cours de cet épisode se mettent en place les granites perthitiques U3 (288 ± 2 Ma), formés par fusion partielle anhydre à haute température dans la croûte inférieure.

GÉODYNAMIQUE RÉCENTE

La Corse a évolué, au cours du Tertiaire, en contexte de convergence (rapprochement Afrique-Europe) et représente une portion de la marge européenne de la Téthys qui est - comme dans les Alpes - d'abord entrée en subduction sous la plaque adriatique au Paléocène mais qui, à la fin de l'Éocène, suite à l'inversion du sens de la subduction, s'est retrouvée en position de plaque supérieure lors de la subduction apenninique sous l'Europe (Molli et Malavieille, 2010). Pendant l'Oligocène, le retrait vers l'Est de la plaque adriatique en subduction a provoqué l'ouverture arrière-arc du Bassin liguro-provençal, la rotation antihoraire du bloc corso-sarde (Ferrandini *et al.*, 2003), le volcanisme calco-alcalin provençal, de Sardaigne et de la marge ouest corse (Réhault *et al.*, 2012), puis enfin l'ouverture plus tardive de la mer Tyrrhénienne.

La datation par traces de fission sur apatites (fig. 19) du passage sous l'isotherme 120-60 °C (Jakni *et al.*, 2000 ; Zarki-Jakni *et al.*, 2003 ; Danišik *et al.*, 2007) met en évidence une zonation remarquable qui révèle une exhumation oligo-miocène et un rajeunissement du SW vers le NE 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 liguro-provençal fini-oligocène 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 épicentres 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 Piana (NNW-SSE).

GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT

HYDROGÉOLOGIE

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 Sarrola-Carcopino présente une évolution du relief modérément marquée entre le bord de mer à l'Ouest et deux lignes de crête orientées SW-NE, séparant le territoire en deux vallées principales. La ligne de crête la plus au Nord culmine à 1 271 m, avec la Punta Sant Eliseo, celle au Sud culmine à 1 541 m, avec la Punta Tirulettu.

Ce relief induit une variabilité importante 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.

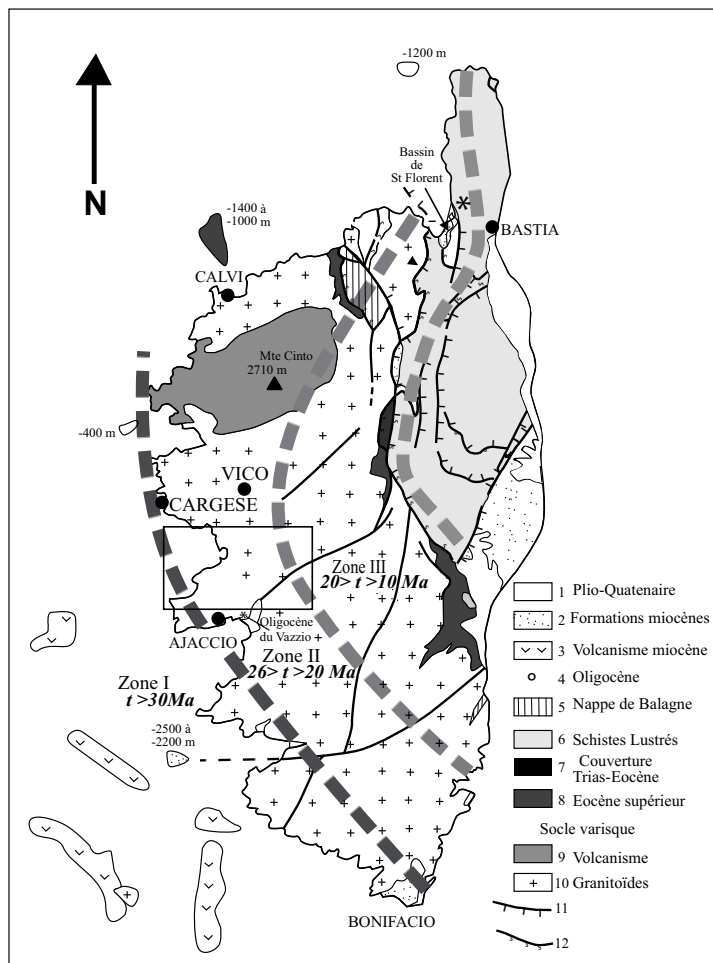


Fig. 19 - Carte structurale de la Corse, montrant la distribution des âges TF sur apatites. n = nombre d'échantillons datés (Jakni *et al.*, 2000)

Le rectangle figure l'emplacement de la feuille de Sarrola-Carcopino.

Hydrographie

Sur la feuille de Sarrola-Carcopino, le réseau hydrographique est essentiellement représenté par les deux grandes rivières que sont le Liamone et la Gravona, et qui s'écoulent d'Est en Ouest pour déboucher en mer ; la première dans le Golfe de Sagone, la seconde dans celui d'Ajaccio. Un cours d'eau à régime plus torrentiel, le Cruzini, se jette dans le Liamone en drainant les écoulements de la partie nord-est de la feuille.

Les deux cours d'eau principaux présentent des débits importants (débit moyen annuel du Liamone au niveau du pont de Truggia, commune d'Arbori, de l'ordre de 8,5 m³/s (lame d'eau annuelle de 850 mm), celui de la Gravona à Peri, 5,5 m³/s (lame d'eau annuelle de 864 mm). Ils alimentent, au niveau de leur exutoire, des zones alluviales importantes en termes de ressource en eau, dont seule celle du Liamone est contenue en totalité sur la présente feuille.

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 (Caballero et Lachassagne, 2003). La principale entité hydrogéologique présente sur cette feuille est celle dite de la Corse ancienne granitique (619a), avec sur un petit quart sud-est, une partie de l'entité volcanique de Bastelica (619c).

En superposition à ce système granitique, on trouve quelques domaines aquifères poreux de faible extension, mais bien individualisés, correspondant à des dépôts alluviaux récents dans le cours inférieur des rivières plus ou moins importantes : le Liamone (377c) et la Liscia (377d), celui de la Sagone (377b), étant décrit sur la feuille voisine de Vico au Nord.

Ces nappes d'alluvions drainent et alimentent les cours d'eau en fonction des saisons. Elles sont 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. De plus, des gravières sont exploitées dans le lit de certaines rivières, ce qui rend vulnérable la ressource en eau souterraine.

Corse ancienne de Bastelica (système 619c)

C'est sur la présente feuille que cette entité hydrogéologique, placée à cheval sur les feuilles de Sarrola-Carcopino, Bastelica, Zicavo et Ajaccio, est la plus représentée. Elle concerne ici essentiellement les secteurs des communes de Cuttoli-Cortichiato, Peri et Tola. Dans ce type de formation 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. Quelques forages privés fournissant des débits très modérés (de l'ordre de 1 m³/h) sont recensés. Une vingtaine de sources sont par contre connues près d'Ocana et de Tolla, dont certaines sont exploitées (eaux de Vanna).

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 Nord et à l'Ouest de l'entité 619c. 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 de Bastelica.

Sur l'ensemble du territoire corse, cette entité contient une ressource en eau exploité de manière relativement importante, tant par captage des sources que par l'intermédiaire de forages. Sur le territoire de la feuille de Sarrola-Carcopino, on recense sur cette entité plus de 150 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 30 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 74 sources captées ou non sont aussi recensées sur l'ensemble du territoire couvert par cette entité, principalement dans les zones montagneuses, parmi lesquelles les sources thermo-minérales de Caldaniccia. Ces sources témoignent de l'existence d'une ressource en eau souterraine non négligeable, bien que difficile à caractériser.

Domaine alluvial du Liamone (système 377c)

Avant de se jeter dans le golfe de Sagone, le Liamone traverse un secteur long de 4 km rempli d'alluvions sablo-graveleuses à passages argileux, présentant des zones de transition constituées d'alluvions consolidés et de granite altéré et dont l'épaisseur est souvent supérieure à 15 m. Les alluvions supérieures situées

dans la partie amont sont les plus perméables. Elles contiennent un aquifère intéressant d'une superficie de l'ordre de 4 km², dont le potentiel d'exploitation est d'environ 100 à 200 m³/h, pour une transmissivité de l'ordre de 10⁻² à 10⁻¹ m²/s et une porosité de l'ordre de 7 %. Cet aquifère constitue une réserve intéressante estimée à 3 Mm³, qui fait l'objet d'une exploitation assez importante pour l'alimentation en eau de ce secteur relativement fréquenté pour le tourisme. Vers l'aval, le potentiel aquifère est moindre, à cause de la présence de niveaux argilo-limoneux et de la présence d'intrusions salines. Le niveau statique se situe autour de 2 m sous la surface du sol et présente une faible fluctuation naturelle. Cet aquifère est sensible à la sécheresse et à la pollution, et contient une eau de type bicarbonaté sodique et peu minéralisée, qui peut cependant souffrir des intrusions salines. Une quinzaine de puits et forages sont recensés sur cette entité dont la profondeur maximale ne dépasse pas 20 m.

Domaine alluvial de la Liscia (système 377d)

Cette petite entité se trouve à l'exutoire de la rivière la Liscia, qui avant de se jeter dans le golfe qui porte son nom, s'écoule sur 2 à 3 km sur des alluvions sableuses. Ces alluvions contiennent un aquifère modeste d'une superficie de l'ordre de 0,5 km², dont la réserve est estimée à 0,05 Mm³, la perméabilité à 7,6.10⁻⁴ m/s et la porosité à 2 %. Le niveau statique se situe autour de 2 m sous la surface du sol et présente une faible fluctuation naturelle. Cet aquifère est sensible à la sécheresse et à la pollution et contient une eau de type bicarbonaté chloruré calcique, qui peut cependant souffrir des intrusions salines. Un seul forage de 15 m de profondeur et d'un débit de l'ordre de 10 m³/h est recensé sur cette entité.

Domaine alluvial de Gravona-Prunelli (système 378)

La Gravona se jette dans le golfe d'Ajaccio après avoir traversé un secteur long d'une dizaine de km et qui se prolonge vers le Sud-Ouest sur la feuille d'Ajaccio, constitué d'alluvions sablo-graveleuses de plus en plus limoneuses vers l'aval et à passages argileux. Ces alluvions sont en contact avec ceux de la rivière Prunelli situés au Sud-Est. Sur le territoire de la présente feuille, cette entité contient un aquifère essentiellement alimenté par la rivière, d'une superficie d'une dizaine de km² et dont l'épaisseur peut atteindre 20 m. Les réserves importantes, essentiellement exploitées pour l'alimentation en eau de la ville d'Ajaccio et ses activités agricoles et industrielles, sont de l'ordre de 10 Mm³. Il présente une perméabilité intéressante de l'ordre de 1.10⁻³ m/s, pour une porosité de l'ordre de 5 %. Le niveau statique se situe autour de 2 m sous la surface du sol et présente une faible fluctuation naturelle. Dans sa partie aval, en limite avec la feuille d'Ajaccio, l'eau de l'aquifère, d'abord peu minéralisée et à faciès typique des eaux des formations granitiques, devient très minéralisée et prend un faciès sulfaté sodique proche de celui des eaux de la source thermominérale de Caldaniccia. L'aquifère est sensible à la sécheresse et à la pollution, notamment celle liée à l'exploitation des gravières dans le secteur. Relativement

peu de puits et de forages sont recensés sur cette entité, malgré son exploitation importante. Leur profondeur maximale ne dépasse pas 15 m et leurs débits sont compris entre 10 et 200 m³/h.

Eaux thermo-minérales

Sources de Caldaniccia (Berthier *et al.*, 1980 ; Dominici, 1992)

Elles sont situées sur la commune de Sarrola-Carcopino, à 8 km au Nord-Est d'Ajaccio en rive droite de la Gravona, au Nord de l'aéroport, immédiatement au Nord de la gare de Caldaniccia. Cet ensemble de plusieurs sources fut exploité en établissement thermal dans le passé. Le point d'émergence n'est plus visible, la source ayant été captée mais en aval, le long de la voie ferrée, plusieurs petites émergences ont pu être observées.

Les eaux sont de nature sulfurée sodique et leur température de l'ordre de 30 °C pour un débit total inconnu. Le granite monzonitique constituerait le réservoir de ces eaux qui circulent à grande profondeur et se seraient infiltrées il y a plus de 50 ans (pas de tritium).

Coordonnées

x = 536,550 ; y = 182,310 ; z = 15 EPD. Numéro d'archivage national 1117.6x.0101

DONNÉES GÉOCHIMIQUES

(données du Service des Mines)

Température extérieure 17 °C

Température de l'eau 32 °C

Aspect : limpide

Odeur : nulle

SO₄ : 84 mg/l

Ca : 54 mg/l

Mg : 0,486 mg/l

K : 4,8 mg/l

Saveur : légèrement salée et amère

Résidu sec à 110 °C : 0,43 g/l

HCO₃ : 51,85 mg/l

Cl : 113,6 mg/l

Na : 137,5

Fe total : 0,025 mg/l

Silice SiO₂ : 55 mg/l

ANALYSE SPECTROGRAPHIQUE

Ag, Al, B, Ba, Ca, Cu, Fe, Ga, K, Li, Mg, Mn, Mo, Na, Pb, Si, Sr, W

pH : 8,4
Résistivité à 18 °C : 1 200 ohms/cm
T.A.S. : 0,15 mé/l
T.A.C. : 0,85 mé/l
TH : 1°8
Degré sulfhydrométrique : 1°54

RADIOACTIVITÉ

Eau brute : 226 Ra pci/l < 1
Th Nat µg < 8

Eau filtrée
Activité beta totale pci/l < 5,3
U naturel : µg/l < 0,50

Résidu de filtration
Activité beta totale : pCi/l < 1 ; pCi/g < 800

Température estimée au réservoir : 115 °C.

RESSOURCES MINÉRALES

Molybdénite

La minéralisation en molybdénite se trouve dans l'intrusion de leucomonzogranite localement miarolitique de la falaise des Gozzi, au Nord d'Ajaccio, à proximité du village d'Appietto (indice BSS 1117-6x-4001).

Une étude microscopique a été réalisée par P. Picot et F. Permingeat (BRGM) sur des sections polies d'échantillons recueillis à Appietto (X = 531 950, Y = 188 300). Au sein de la molybdénite (MoS_2) abondante avec pyrite très fréquente, on rencontre des minéraux du bismuth : bismuth natif associé et inclus dans un minéral appartenant probablement au groupe hammarite- lindströnite (sulfures de Pb, Cu et Bi). Ce minéral est lui-même associé à de la bismuthinite (Bi_2S_3) plus finement cristallisée et plus rare. Dans certaines sections la lindströnite est incluse dans les clivages de la chalcopyrite. Avec les minéraux de bismuth se trouve très souvent de la chalcopyrite.

Dans la molybdénite massive où se trouvent des plages formées d'un mélange intime de chalcopyrite, bismuth natif abondant, bismuthinite très finement cristallisée, on rencontre également quelques plages de cosalite ($\text{Pb}_2\text{Bi}_2\text{S}_5$) et de fréquentes plages de tétradymite ($\text{Bi}_2\text{Te}_2\text{S}$) orientées dans les clivages de la molybdénite. La tétradymite est rarement associée aux autres minéraux du

bismuth ; elle est le plus souvent indépendante. Avec la chalcopirite on trouve aussi un peu de chalcocite et de digénite très fines, de la pyrite rare, ainsi que de la blende rare dans la chalcopirite. Cette minéralisation pourrait être rapprochée de celle de Prunelli-Marignana, sur la feuille Vico-Cargese (Geffroy *et al.*, 1955).

Lors du lever de la carte Sarrola-Carcopino une minéralisation disséminée à MoS₂ dans les leucomonzogranites de Punta di u Castellu (Gravona) a été découverte.

Galène, barytine (indice Co 76) Sant'Eliseo

Située en amont de Tavaco, sur le flanc oriental du Monte Sant'Eliseo à l'altitude 960 m, une fouille -reconnaisable grâce à un cône de déblais- a permis de reconnaître une minéralisation en galène (indice BSS 1117-4x-4002). La galène se trouve dans des fissures du leucomonzogranite encaissant. L'enveloppe de la zone fissurée a une puissance d'un mètre environ et la minéralisation une puissance réduite de l'ordre de 5 cm, celle-ci a été suivie sur plusieurs mètres de hauteur. La teneur en Ag de la galène, analysée sur deux échantillons, est comprise entre 80 et 287 ppm.

La barytine, en masse de couleur jaune-rougeâtre, se rencontre, à la même cote, à l'Ouest de la minéralisation en galène.

BIBLIOGRAPHIE

- BARD J.-P. (1997) - Démembrement antémésozoïque 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.
- BERTHIER F., DEMANGE J., DESPLAN A. (1980) - Étude préliminaire des ressources géothermiques de la Corse. Rapport BRGM 80 SGN784 GTH, 56 p.
- BDSS - <http://www.shom.fr/les-activites/activites-scientifiques/sedimentologie/base-de-donnees/>
- 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. (1977) - Les complexes granitiques subvolcaniques de Corse : caractéristiques, signification et origine. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 19, p. 865-871.
- BONIN B. (1982) - Les granites des complexes annulaires. Coll. Manuels et Méthodes, 183 p., Ed. BRGM, Orléans.

- BONIN B. (1980) - Les complexes acides alcalins anorogéniques continentaux : l'exemple de la Corse. Thèse Doct. d'Etat, Un. de Paris VI, 779 p.
- 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.
- 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.
- 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.
- COCHERIE A. (1984) - Intéraction manteau-croûte : son rôle dans la genèse d'associations plutoniques calco-alcalines, contraintes géochimiques (éléments en traces et isotopes du strontium et de l'oxygène). Thèse Doct. Sci. Univ. Rennes I, 245 p. Doc. BRGM n° 90.
- COCHERIE A., ROSSI P., 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 P., 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.
- COMPSTON W. (1996) - SHRIMP: Origins, impact and continuing evolution. *Journal of the Royal Society of Western Australia*, 79, p. 109-117.
- CONCHON O. (1975) - Les formations quaternaires de type continental en Corse orientale, thèse Doct. Sci. Univ. Paris, Vol. I : Observations et interprétation, 514 p., vol. II : Documents annexes, 244 p.
- CONCHON O. (1984) - Corrélations entre la sédimentation fluviale et la sédimentation marine littorale en Corse. *Bull. Ass. Fr. Et. Quat.*, 1.2.
- DANIŠIK M., KUHLEMANN J., DUNKL I., SZÉKELY, FRISCH W. (2007) - Burial and exhumation of Corsica (France) in the light of fission track data. *Tectonics*, 26, TC1001.
- 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) - Feuille Ajaccio, Carte géologique de la France à 1/80 000 (1^{ère} édition).

- DOMINICI R. (1992) - Eaux thermales et eaux minérales de Corse. Rapport BRGM R 1050 CSC 4S 92. 75 p.
- EDEL J.-B., CASINI L., OGGIANO G., ROSSI Ph., SCHULMANN K. (2014) - Early Permian 90° clockwise rotation of the Maures – Estérel – Corsica – Sardinia block confirmed by new palaeomagnetic data and followed by a Triassic 60° clockwise rotation. Geological Society, London, Special Publications, 405. doi: 10.1144/SP405.10.
- 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.
- FERRANDINI J., ROSSI Ph., FERRANDINI M., FARJANEL G., GINSBURG L., SCHULLER M. (1999) - La Formation conglomératique du Vazzino près d'Ajaccio (Corse du Sud), un témoin des dépôts du Chattien supérieur continental synrift en Méditerranée occidentale. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 329, p. 271-278.
- FERRANDINI M., GINSBURG L., FERRANDINI J., ROSSI Ph. (2000) - Présence de *Pomelomeryx boulangeri* (Artiodactyla, Mammalia) dans l'Oligocène supérieur de la région d'Ajaccio (Corse) : étude paléontologique et conséquences. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 331, p. 675-681.
- FERRANDINI J., FERRANDINI M., ROSSI Ph., SAVARY-SISMONDINI B. (2010) - Définition et datation de la Formation de Venaco (Corse) : dépôt d'origine gravitaire d'âge Priabonien. *C. R. Geoscience* 342, p. 921-929.
- FERRANDINI J., GATTACCECA J., FERRANDINI M., DEINO A., JANIN M.-C. (2003) - Chronostratigraphie et paléomagnétisme des dépôts oligo-miocènes de Corse : implications géodynamiques pour l'ouverture du bassin liguro-provençal. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 174, 4, p. 1-15.
- FERRÉ E. (1989) - Le plutonisme magnésio-potassique carbonifère de Corse occidentale (France). Pétrographie, minéralogie et géochimie. Thèse doct. Univ. P. Sabatier, Toulouse, 241 p.
- GARLAN T., GUYOMARD P. (1999) - La base de données sédimentologiques du SHOM, un outil de gestion et production. 7^e Congr. Fr. Sédimentologie ASF Nancy, n° 33, p. 161-162.
- 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.
- GHEZZO C., RENNA M.-R., TIEPOLO M., TRIBUZIO R. (2008) - Geochronological transect across the Balagne plutonic complex (NW-Corsica): preliminary results from a laser ablation ICPMS study. *Rend online Soc. Geol. It.*, 3, p. 421-422.

- 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 Southeast Corsica (France), *J. Metamorphic Geol.* 26, p. 403-436.
- GUENNOC P., PALVADEAU E., PLUQUET F. *et al.* (2001) - LIMA Cartographie des plates-formes sous-marines de la Corse entre 0 et 100 mètres de profondeur. Orléans : BRGM. 1-53 p. (BRGM/RP-51523-FR).
- GUENNOC P., PLUQUET F., PALVADEAU E. *et al.* (2002) - LIMA2 - Cartographie de la plate-forme septentrionale de la Corse : Balagne et Agriates. Orléans : BRGM. 1-65 p. (BRGM/RP-51963-FR).
- GUENNOC P., RÉHAULT J., THINON I. (2011) - West-Corsica Margin: MSC basinal units. *In:* , p. 1-72. Ed. by J. Lofi, *et al.* CCGM-SGF ed.
- GUENNOC P., REHAULT J.-P., THINON I. *et al.* (2004) - Messinian geology and structure of the Corsican margins: a regional synthesis., in *The Messinian salinity crisis revisited - Corte - France- 20-24/07/04.*
- ICS (2015) - Charte chronostratigraphique internationale. Commission Internationale de Stratigraphie. www.stratigraphy.org.
- JAKNI B., POUPEAU G., SOSSON M., ROSSI Ph., FERRANDINI J., GUENNOC P. (2000) - Dénudations cénozoïques en Corse : une analyse thermo-chronologique par traces de fission sur apatites. *C. R. Acad. Sci.*, 331, p. 775-782.
- LAMEYRE J. (1966) - Leucogranites et muscovitisation dans le Massif central Français. *Ann. Fac. Sci. Clermont-Ferrand*, n° 29, 264 p.
- LAMEYRE J. (1973) - Les marques de l'eau dans les leucogranites du Massif central Français. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 15, p. 288-295.
- LAPADU-HARGUES P., MAISONNEUVE J., MORATI M. (1965) - Feuille Ajaccio n° 264, Carte géologique de la France à 1/80 000 (2^e édition).
- LAPORTE D. (1987) - Un exemple d'intrusion syntectonique: l'intrusion d'Ile Rousse, Corse du Nord-ouest. Etude pétrographique, minéralogique et géochimique. Analyse structurale. Thèse Doct. Géol. Univ. Saint-Étienne, 422 p.
- LARSONNEUR C. (1977) - La cartographie des dépôts meubles sur le plateau continental français : méthode mise au point et utilisée en Manche. *J. Rech. Océanogr.*, 2, p. 33-39.
- 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.
- LI X.-H., FAURE M., LIN W. (2014) - From crustal anatexis to mantle melting in the Variscan orogen of Corsica (France): SIMS U-Pb zircon age constraints. *Tectonophysics* 634, p. 19-30.

- 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. Thèse doct. Géol., Université Paul-Sabatier, Toulouse, 461 p.
- LUDWIG K.-R. (2003) - ISOPLOT/EX, version 3. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center, Spec. Pub. n° 4, 70 p.
- MAGNÉ J., ORSZAG-SPERBER F., PILOT M.-D. (1977) - Nouvelles données sur le Pliocène de Corse : le problème de la limite Miocène – Pliocène. *Bull. BRGM*, sect. 1, n° 3, p. 209-218.
- MARRE J., ROSSI Ph. (1980) - Extension et antériorité relative du plutonisme subalpin potassique dans l'ensemble des granitoïdes varisques de Corse. *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 291, p. 77-81.
- MARTIN R.-F., BONIN B. (1976) - Water and 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, *Terra Nova*, 13, p. 122-128.
- MAUFFRET A., CONTRUCCI I., BRUNET C. (1999) - Structural evolution of the Northern Tyrrhenian Sea from new seismic data. *Marine and Petroleum Geology*, 16, p. 381-407.
- MEDIMAP GROUP, LOUBRIEU B., MASCLE J. *et al.* (2007) - Morpho-bathymetry of the Mediterranean Sea one map at 1/3 000 000 scale, Ciesm/Ifremer special publication.
- MICHELETTI F., FORNELLI A., PICCARRETA G, BARBEY P., TIEPOLO M. (2008) - The basement of Calabria (southern Italy) within the context of the Southern European Variscides: LA-ICPMS and SIMS U-Pb zircon study. *Lithos*, 104: p. 1-11.
- MOLLI G., MALAVIEILLE J. (2010) - Orogenic processes and the Alps/ Apennines geodynamic evolution: insights from Taiwan. *International Journal of Earth Sciences* (Geol. Rundsch.), 100, 5, p. 1207-1224.
- 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., 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. (2011) - Carte géol. 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. (2015).

- OTTMANN F. (1954) - Les formations pliocènes et quaternaires du littoral corse. *Mém. Soc. géol. France*, 84, 176 p.
- 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. (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. *Chem. Geol.*, 198, p. 1-20.
- PEACOCK M.-A. (1931) - Classification of igneous rock series. *J. Geol.*, 39, p. 54-67.
- PETÉY J. (1962) - Etude géologique de la région d'Ajaccio (Corse). Thèse doct. 3^e cycle, Univ. Clermont-Ferrand. 63 p., 10 tabl., 1 carte.
- PÉZERIL G. (1977) - Les granitoïdes de basse-Balagne. Thèse doct. 3^e cycle, Univ. Marseille, 182 p.
- PLUQUET F. (2006) - Évolution récente et sédimentation des plates-formes continentales de la Corse. Thèse Géologie, Univ. Corte, 300 p.
- PLUQUET F., GUENNOG P., GARLAN T. *et al.* (2004) - La plate-forme sous-marine de Corse : cartographie « Historique » des formations superficielles à partir des levés anciens du Shom (1884-1891). *Bull. Soc. Sci. Hist. Nat. Corse*, 606-607, p. 111-132.
- POITRASSON F., PIN C., DUTHOU J.-L., PIN C. (1995) - The Relationship between Petrology and Nd Isotopes as Evidence for Contrasting Anorogenic Granite Genesis: Example of the Corsican Province (SE France). *J. Petrol.*, 36, 5, p. 1251-1274.
- 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 Doct. Sci., Univ. Marseille. 540 p.
- REILLE M. (1975) - Contribution pollen-analytique à l'histoire tardiglaciaire et holocène de la végétation de la montagne corse. 189 p., 5 pl. ph., 44 pl. Thèse Doct. Sci., Univ. Marseille, mult.
- RÉHAULT J.-P., HONTHAAS C., GUENNOG P., BELLON H., RUFFET G., COTTEN J., SOSSON M. MAURY R.-C. (2012) - Offshore Oligo-Miocene volcanic fields within the Corsica-Liguria Basin: Magmatic diversity and slab evolution in the western Mediterranean Sea. *Journal of Geodynamics* 58, p. 73-95

- ROSSI Ph. (1986) - Organisation et genèse d'un grand batholite orogénique: le batholite calco-alcalin de la Corse. Thèse Doct. Sci, Univ. Toulouse. *Doc. BRGM*, n° 107, 292 p.
- ROSSI Ph., COCHERIE A. (1991) - Genesis of a Variscan batholith. Field, petrological and mineralogical evidence from the Corsica-Sardinia batholith. *In*: R. Freeman, M. Huch and S. Mueller (Ed.). The European geotraverse. *Tectonophysics*, 195, p. 319-346.
- ROSSI Ph., COCHERIE A., FANNING C.-M. (2015) - Evidence in Variscan Corsica of a brief and voluminous Late Carboniferous to Early Permian volcanic-plutonic event contemporaneous with a high-temperature/low-pressure metamorphic peak in the lower crust. *Bull. Soc. géol. France*, 186, 2, p. 171-149.
- ROSSI Ph., COCHERIE A., FANNING C.-M., 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 Ph., DURAND-DELGA M., COCHERIE A. (1993) - Caractère volcano-plutonique du magmatisme calco-alcalin composite d'âge stéphanien supérieur – Permien inférieur en Corse. *C. R. Acad. Sci., Paris*, 316, II, p. 1779-1788.
- ROSSI Ph., LAHONDÈRE J.-C., COCHERIE A., CABALLERO Y., FÉRAUD J. (2012) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Bastelica (1118). Orléans : BRGM, 134 p. Carte géologique par Rossi Ph., Lahondère J.-C., Loye M.-D., Conchon O., Gauthier A. (2012).
- ROSSI Ph., MARRE J. (2010) - Carte géol. France à 1/50 000, feuille Vico-Cargese (1113) - Orléans : BRGM. Notice explicative par Ph. Rossi, J. Marre, A. Cocherie.
- ROSSI Ph., 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., ROUIRE J., BONIN B., CONCHON O., GAUTHIER A., PILOT M.-D. (1986) - Carte géol. France à 1/50 000, feuille Ajaccio (1120) - Orléans : BRGM. Notice explicative par Rossi Ph, Rouire J. et coll., 44 p.
- ROUIRE J., BOURGES F., ROSSI Ph., LIBOUREL G. (1993) - Carte géol. France à 1/50 000, feuille Porto-Vecchio (1124) - Orléans : BRGM. Notice explicative par J. Rouire, F. Bourges, P. Rossi, G. Libourel.
- SCHULER M., FARJANEL G., GEISSERT F., ROSSI Ph., FERRANDINI M., FERRANDINI J. (2002) - Palynologie, biostratigraphie et paléoenvironnements de la formation conglomératique oligocène supérieur du Vazzino (Corse). *Géol. de la France* 4, p. 3-15.
- STEIN H.-J., MARKEY R.-J., MORGAN J.-W., HANNAH J.-L., SCHERSTÉN A. (2001) - The remarkable Re-Os chronometer in molybdenite how and why it works: *Terra Nova*, v. 13, no. 6, p. 479-486.

- 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.
- TABAUD A.-S., JANOUŠEK V., SKRZYPEK E., SCHULMANN K., ROSSI Ph., WHITECHURCH H., GUERROT C., PAQUETTE J.-L. (2015) - Chronology, petrogenesis and heat sources for successive Carboniferous magmatic events in the Southern-Central Variscan Vosges Mts (NE France). *J. Geol. Soc.*, 172, p. 87-102.
- 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.
- THINON I. *et al.* (en préparation) - Carte géologique de la marge à 1/250 000, feuille Corse, BRGM.
- TRIBUZIO R., RENNA M.-R., BRAGA R., DALLAI L. (2009) - Petrogenesis of Early Permian olivine-bearing cumulates and associated basalt dykes from Bocca di Tenda (Northern Corsica): Implications for post-collisional Variscan evolution. *Chemical Geology*, 259, p. 190-203.
- VELLUTINI P.-J. (1977) - Le magmatisme permien de la Corse du Nord-Ouest, son extension Méditerranée occidentale. Doctoral thesis, 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 P. Vellutini *et al.* (1985).
- VÉZAT R. (1986) - Le batholite calco-alcalin de la Corse : les formations calédono-varisques de Zicavo. Mise en place du batholite. Thèse doct. Géol., Univ. Toulouse, 370 p.
- WENDT I., CARL C. (1991) - The statistical distribution of the mean squared weighted deviation. *Chemical Geology* 86, p. 275-285.
- WILLIAMS I.-S. (1998) - U-Th-Pb Geochronology by Ion Microprobe. *Reviews in Economic Geology*, vol. 7, p. 1-35.
- ZARKI-JAKNI B., VAN DER BEEK P., POUPEAU G., SOSSON M., LABRIN E., ROSSI Ph., 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 Philippe Rossi, à partir de ses propres travaux (1982-1996) pour les formations magmatiques et

métamorphiques et, pour le complexe de Tolla-Cauro, de textes fournis par Bernard Bonin (1980-1998).

Yvan Caballero a assuré la rédaction du chapitre hydrogéologie et Isabelle Thinon celui de la partie géologie marine.

Alain Cocherie a effectué les mesures géochronologiques U-Pb sur zircon et interprété les résultats. La description des formations quaternaires est, pour la plus grande part, reprise de la notice de la feuille Ajaccio.

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 I.-S. Williams (1998). Tous les traitements statistiques utilisent le programme ISOPLOT de K.-R. 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).

Calcul des âges moyens

Pour les zircons récents ($< 1\ 000$ Ma), l'imprécision du rapport $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ peut devenir critique ; on utilise le diagramme Concordia de F. Tera et G.-J. Wasserburg (1972) modifié par W. Compston (1996), dans lequel on porte les rapports $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ et $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ non corrigés du Pb commun. En l'absence de Pb commun, les points non perturbés par des événements thermiques postérieurs à la cristallisation du zircon ou par des cœurs hérités se porteront sur cette Concordia. Si des quantités variables de Pb commun entachent les valeurs des deux rapports, les points s'aligneront selon une droite de mélange passant par la composition du Pb commun ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$) à l'âge supposé du système. L'extrapolation de cette droite sur la Concordia définit l'âge recherché. On a donc fait une correction du Pb commun par la méthode du ^{207}Pb et non plus par celle du ^{204}Pb comme dans le cas du diagramme conventionnel. Par cette méthode de correction, on peut individuellement calculer les rapports $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ pour chaque point. Ainsi, on calculera un âge moyen U-Pb incluant l'ensemble de tous les points d'âges voisins, situés près de la Concordia ou alignés sur la droite de mélange avec le Pb commun. L'utilisation de la méthode F. Tera et G.-J. Wasserburg est discutée dans A. Cocherie *et al.* (2005).

Tous les calculs d'âges sont effectués (2σ) à l'aide du programme de Ludwig ISOPLOT/EX, version 3 (Ludwig, 2003) à 95 % de confiance en prenant des erreurs à 2σ et les analyses sont également portées à $\pm 2\sigma$ dans les figures. En revanche, ces erreurs sont données à 1σ dans le tableau. En fonction du nombre d'analyses, le MSWD permet de valider l'homogénéité de la population considérée (Wendt et Carl, 1991).

Monzonite quartzique de San Bastiano

Un âge peu précis est défini à partir de 7 points à **339 \pm 10 Ma (2σ)**, cet âge de cristallisation des zircons est interprété comme celui de l'âge de mise en place de la monzonite quartzique du col de San Bastiano.

Leucomonzogranite de Punta di a Vida

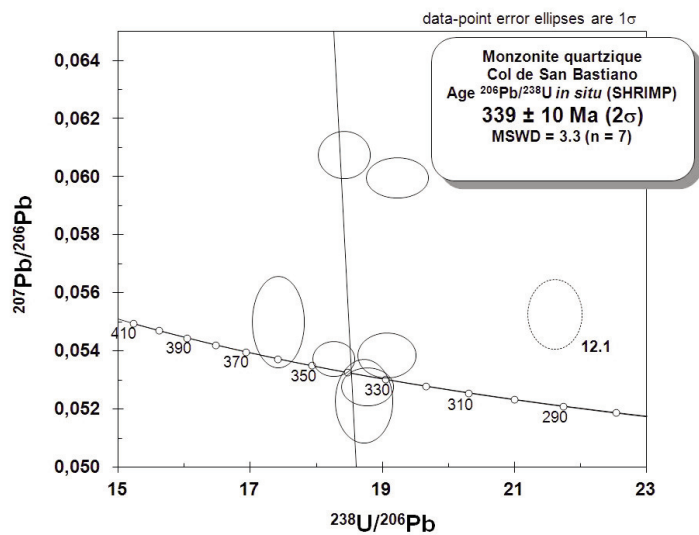


Fig. 1 - Diagramme de Tera et Wasserburg pour les zircons de la monzonite quartzique du col de San Bastiano

Grain spot	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	²⁰⁶ Pb* (ppm)	²⁰⁴ Pb/ ²⁰⁶ Pb	f ₂₀₆ %	Total		Radiogenic		Age (Ma)		±						
							²³⁸ U/ ²⁰⁶ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²³⁸ U	238/206	206*/238		206*/238	age+				
1,1	876	450	0.51	42.4	0.005473	10.66	17.758	0.204	0.1384	0.0057	0.0503	0.0010	316.4	6.3	0.314	0.0517	0.0013	324.7	8.3
2,1	2630	868	0.33	129.6	0.000152	0.16	17.428	0.214	0.0550	0.0013	0.0573	0.0007	359.1	4.4	0.322	0.0584	0.0011	365.6	6.5
3,1	1076	736	0.68	48.1	0.000510	0.88	19.225	0.267	0.0600	0.0006	0.0516	0.0007	324.1	4.4	0.386	0.0528	0.0010	330.5	6.4
4,1	796	531	0.67	35.9	0.000000	0.10	19.069	0.245	0.0538	0.0006	0.0524	0.0007	329.2	4.2	0.363	0.0534	0.0010	335.3	6.2
5,1	742	447	0.60	34.6	0.000611	0.94	18.425	0.206	0.0607	0.0007	0.0538	0.0006	337.6	3.7	0.320	0.0547	0.0009	343.4	5.8
6,1	1020	702	0.69	46.7	0.000030	<0.01	18.773	0.202	0.0528	0.0005	0.0533	0.0006	334.7	3.6	0.318	0.0542	0.0009	340.3	5.6
7,1	367	200	0.54	16.8	0.000219	<0.01	18.721	0.241	0.0523	0.0012	0.0535	0.0007	335.8	4.3	0.357	0.0545	0.0010	342.1	6.3
7,1b	624	273	0.44	26.6	0.000031	0.07	20.171	0.220	0.0532	0.0006	0.0495	0.0005	311.7	3.4	0.294	0.0503	0.0007	316.2	4.5
8,1	1318	529	0.40	65.8	0.009028	15.67	17.199	0.223	0.1785	0.0036	0.0490	0.0013	308.6	4.4	0.286	0.0505	0.0015	317.9	9.3
9,1	962	347	0.36	45.2	0.000028	0.05	18.262	0.192	0.0537	0.0005	0.0547	0.0006	343.5	5.4	0.260	0.0555	0.0008	348.3	4.8
10,1	1359	609	0.45	51.4	0.001938	3.79	22.696	0.243	0.0820	0.0014	0.0424	0.0005	267.6	6.4	0.327	0.0431	0.0007	271.8	4.1
11,1	694	390	0.56	30.1	0.003635	5.37	19.835	0.220	0.0955	0.0138	0.0477	0.0011	300.4	7.4	0.293	0.0490	0.0013	308.1	7.7
12,1	380	266	0.70	15.1	0.000000	0.39	21.610	0.254	0.0553	0.0010	0.0461	0.0006	290.5	8.4	0.334	0.0468	0.0007	294.9	4.4

- Notes :
1. Incertitudes données à 1σ.
 2. L'erreur due à la calibration à l'aide du standard FC1 était de 0.62 % puis 0.37 % lors des deux sessions. (Inclue dans les erreurs ci-dessus)
 3. f₂₀₆ % correspond au pourcentage de ²⁰⁶Pb issu du Pb commun.
 4. Correction du Pb commun réalisée à l'aide des rapports ²³⁸U/²⁰⁶Pb et ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb mesurés selon Tera and Wasserburg (1972) développé par Williams (1998).

Tabl. 1 - Analyses des zircons de la monzonite quartzique du sud du col de San Bastiano (SAC01)

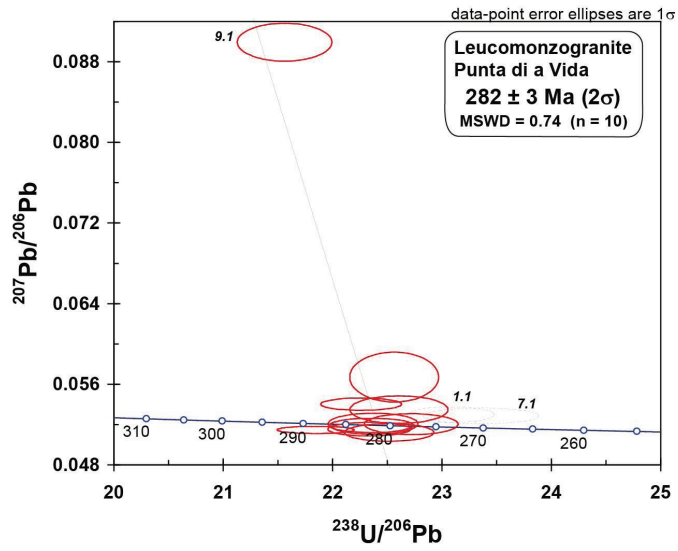


Fig. 2 - Diagramme de F. Tera et G.-J. Wasserburg pour les zircons du leuconzirconite de Punta di a Vida

Grain. spot	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	$^{206}\text{Pb}^*$ (ppm)	$^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	f_{206} %	Total		Radiogenic		Age (Ma)								
							^{206}Pb	^{207}Pb	^{206}Pb	^{238}U	^{206}Pb	^{235}U	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{235}\text{U}$					
1,1	876	450	0,51	42,4	0,005473	10,66	17,758	0,204	0,1384	0,0057	0,0503	0,0010	316,4	6,3	0,314	0,0517	0,0013	324,7	8,3
2,1	2630	868	0,33	129,6	0,000152	0,16	17,428	0,214	0,0550	0,0013	0,0573	0,0007	359,1	4,4	0,322	0,0584	0,0011	365,6	6,5
3,1	1076	736	0,68	48,1	0,000510	0,88	19,225	0,267	0,0600	0,0006	0,0516	0,0007	324,1	4,4	0,366	0,0526	0,0010	330,5	6,4
4,1	796	531	0,67	35,9	0,000000	0,10	19,069	0,245	0,0538	0,0006	0,0524	0,0007	329,2	4,2	0,363	0,0534	0,0010	335,3	6,2
5,1	742	447	0,60	34,6	0,000611	0,94	18,425	0,206	0,0607	0,0007	0,0538	0,0006	337,6	3,7	0,320	0,0547	0,0009	343,4	5,8
6,1	1020	702	0,69	46,7	0,000030	<0,01	18,773	0,202	0,0528	0,0005	0,0533	0,0006	334,7	3,6	0,318	0,0542	0,0009	340,3	5,6
7,1	367	200	0,54	16,8	0,000219	<0,01	18,721	0,241	0,0523	0,0012	0,0535	0,0007	335,8	4,3	0,357	0,0545	0,0010	342,1	6,3
7,1b	624	273	0,44	26,6	0,000031	0,07	20,171	0,220	0,0532	0,0006	0,0495	0,0005	311,7	3,4	0,294	0,0503	0,0007	316,2	4,5
8,1	1318	529	0,40	65,8	0,009028	15,67	17,199	0,223	0,1785	0,0036	0,0490	0,0013	308,6	4,4	0,286	0,0505	0,0015	317,9	9,3
9,1	962	347	0,36	45,2	0,000028	0,05	18,262	0,192	0,0537	0,0005	0,0547	0,0006	343,5	5,4	0,260	0,0555	0,0008	348,3	4,8
10,1	1359	609	0,45	51,4	0,001938	3,79	22,696	0,243	0,0820	0,0014	0,0424	0,0005	267,6	6,4	0,327	0,0431	0,0007	271,8	4,1
11,1	694	390	0,56	30,1	0,003635	5,37	19,835	0,220	0,0955	0,0138	0,0477	0,0011	300,4	7,4	0,293	0,0490	0,0013	308,1	7,7
12,1	380	266	0,70	15,1	0,000000	0,39	21,610	0,254	0,0553	0,0010	0,0461	0,0006	290,5	8,4	0,334	0,0468	0,0007	294,9	4,4

- Notes :
1. Incertitudes données à 1 σ .
 2. L'erreur due à la calibration à l'aide du standard FC1 était de 0,62 % puis 0,37 % lors des deux sessions. (inclue 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 $^{235}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ mesurés selon Tera and Wasserburg (1972) développé par Williams (1998).

Tabl. 2 - Analyses des zircons du leucomonzogranite de Punta di a Vida (SAC07)

Leucomonzogranite de Gozzi

Plus de cinquante grains ont été montés en section polie. Certains sont relativement gros et allongés (~200 à 300 µm) et parfois limpides. Ils apparaissent généralement bien cristallisés en cathodo-luminescence, en revanche, les images en lumière transmise montrent de très nombreuses microfissures, peu propices à l'obtention d'analyses concordantes. Les cœurs, parfois bien visibles en cathodo-luminescence, n'ont pas pu être analysés en raison de la mauvaise qualité de ces domaines.

Quinze analyses ont été effectuées sur 14 grains différents. Hélas, plusieurs analyses sont affectées d'une forte contribution de Pb commun, comme l'analyse 12.1 (tabl. 3) qui a été écartée d'emblée. D'autres analyses sont représentatives de domaines ayant subi des pertes significatives de Pb radiogénique (fig. 3). Ainsi, les analyses 5.1 ; 7.2 ; 9.1 ; 10.1 et 14.1 n'ont pas pu être prises en considération pour le calcul de l'âge moyen.

Grain. point	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	²⁰⁶ Pb* (ppm)	²⁰⁴ Pb/ ²⁰⁶ Pb	f ₂₀₆ %	²³⁸ U/ ²⁰⁶ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U				
							±	±	±	±				
Leucomonzogranite de Gozzi (G1)														
1.1	1615	362	0.22	63.7	0.000238	0.67	21.795	0.360	0.0574	0.0004	0.0456	0.0008	287.3	4.7
2.1	1049	328	0.31	42.6	0.002707	4.85	21.164	0.351	0.0909	0.0046	0.0450	0.0008	283.5	5.1
3.1	793	105	0.13	31.9	0.000074	0.01	21.391	0.357	0.0523	0.0004	0.0467	0.0008	294.5	4.8
4.1	942	452	0.48	37.7	0.000022	0.12	21.470	0.356	0.0531	0.0003	0.0465	0.0008	293.1	4.8
5.1	1952	416	0.21	69.8	0.000437	0.91	24.024	0.395	0.0587	0.0003	0.0412	0.0007	260.6	4.2
6.1	792	169	0.21	32.2	0.000096	<0.01	21.141	0.353	0.0515	0.0004	0.0473	0.0008	298.2	4.9
7.1	400	113	0.28	16.2	-	<0.01	21.264	0.362	0.0520	0.0005	0.0470	0.0008	296.3	5.0
7.2	691	229	0.33	25.9	0.000064	0.13	22.917	0.383	0.0528	0.0004	0.0436	0.0007	275.0	4.5
8.1	852	211	0.25	34.1	0.001118	2.04	21.475	0.357	0.0684	0.0009	0.0456	0.0008	287.6	4.7
9.1	1379	788	0.57	49.1	0.001172	2.44	24.120	0.399	0.0708	0.0007	0.0404	0.0007	255.6	4.2
10.1	2225	685	0.31	76.4	0.002433	5.40	25.031	0.412	0.0942	0.0009	0.0378	0.0006	239.1	3.9
11.1	420	143	0.34	16.5	0.000127	0.22	21.819	0.370	0.0539	0.0005	0.0457	0.0008	288.2	4.8
12.1	576	248	0.43	29.7	0.010875	19.34	16.660	0.279	0.2080	0.0040	0.0484	0.0009	304.8	5.7
13.1	527	218	0.41	22.1	0.000033	<0.01	20.427	0.370	0.0507	0.0010	0.0491	0.0009	308.8	5.5
14.1	654	199	0.30	23.5	0.000162	0.51	23.877	0.401	0.0556	0.0005	0.0417	0.0007	263.2	4.4
Microleucomonzogranite de la Gravona 05 SAC 03														
1.1	536	120	0.22	23.0	0.008619	14.97	20.037	0.807	0.1717	0.0150	0.0424	0.0020	267.9	12.4
2.1	712	194	0.27	27.5	0.000242	0.26	22.232	0.372	0.0540	0.0004	0.0449	0.0008	282.9	4.7
2.2	551	203	0.37	20.4	0.000319	0.55	23.166	0.389	0.0561	0.0005	0.0429	0.0007	271.0	4.5
3.1	3173	840	0.26	114.7	0.000740	1.26	23.759	0.696	0.0616	0.0006	0.0416	0.0012	262.5	7.6
4.1	868	201	0.23	40.2	0.011442	20.65	18.527	0.377	0.2174	0.0110	0.0428	0.0013	270.3	7.7
5.1	464	131	0.28	18.6	0.000029	<0.01	21.476	0.842	0.0521	0.0005	0.0466	0.0018	293.4	11.3
5.2	569	157	0.28	23.4	0.000014	<0.01	20.885	0.352	0.0521	0.0005	0.0479	0.0008	301.6	5.0
6.1	1682	611	0.36	61.9	0.001927	3.72	23.351	0.385	0.0813	0.0005	0.0412	0.0007	260.5	4.2
7.1	1414	292	0.21	55.3	0.000556	1.09	21.963	0.363	0.0607	0.0005	0.0450	0.0007	284.0	4.6
8.1	2150	466	0.22	91.4	0.004157	7.87	20.200	0.333	0.1152	0.0013	0.0456	0.0008	287.5	4.7
9.1	3213	3783	1.18	116.3	0.000294	0.55	23.725	0.389	0.0559	0.0002	0.0419	0.0007	264.7	4.3
10.1	578	177	0.31	22.1	0.000052	0.05	22.461	0.378	0.0523	0.0005	0.0445	0.0008	280.7	4.6
11.1	588	186	0.32	23.7	0.000430	0.49	21.304	0.360	0.0562	0.0006	0.0467	0.0008	294.3	4.9
12.1	1981	700	0.35	61.5	0.000102	0.38	27.665	0.456	0.0538	0.0003	0.0360	0.0006	228.0	3.7
13.1	387	194	0.50	15.0	0.000460	0.76	22.242	0.438	0.0580	0.0008	0.0446	0.0009	281.4	5.5

- 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. f₂₀₆ % correspond au pourcentage de ²⁰⁶Pb issu du Pb commun.
 4. Correction du Pb commun réalisée à l'aide des rapports ²³⁸U/²⁰⁶Pb et ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb mesurés selon Tera and Wasserburg (1972) développé par Williams (1998).

Tabl. 3 - Analyses des zircons des leucomonzogranites de Gozzi (G1), de la Gravona (05SAC03)

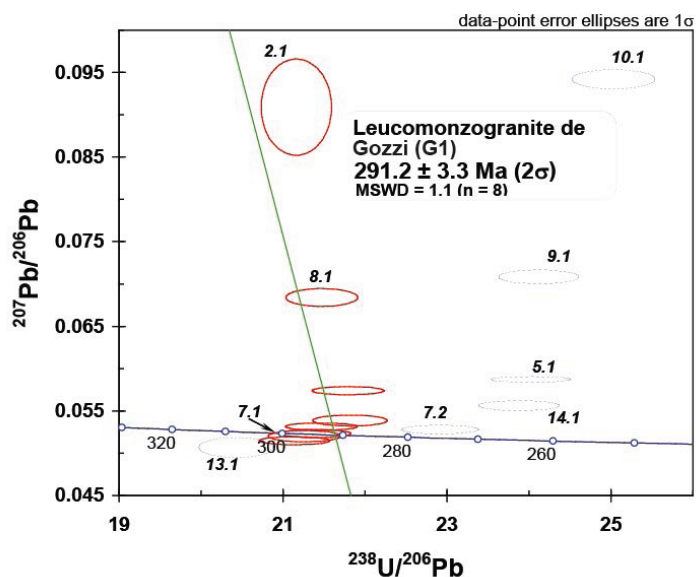


Fig. 3 - Diagramme de F. Tera et G.-J. Wasserburg pour les zircons du leucomonzogranite de Gozzi

Cependant, 5 analyses bien regroupées et concordantes permettent de dégager une tendance depuis la composition du Pb commun jusqu'à l'intercepte avec la Concordia, définissant ainsi l'âge recherché. Trois analyses montrant une contribution significative de Pb commun s'intègrent bien dans ce modèle de mélange. À noter que l'analyse 13.1 a été écartée : une contribution de matériel hérité est possible dans ce cas (fig. 3). En définitive, un âge bien contraint par les analyses concordantes est défini à **291 ± 3 Ma (2σ)**.

Cet âge de cristallisation des zircons est interprété comme l'âge de mise en place du leucomonzogranite à MoS₂ de Gozzi.

Microleucomonzogranite à molybdénite de la Gravona (05 SAC 03)

Environ 55 grains ont été montés en section polie. Ces grains sont très colorés et relativement petits (< 200 μm). Ils sont parfois limpides mais souvent totalement opaques et non indexables selon la typologie de J.-P. Pupin (1980). Les grains indexables sont très dispersés dans le diagramme morphologique depuis les types P1 à P5 jusqu'aux types S5 à S22. La source de ces zircons semble donc assez hétérogène. En cathodo-luminescence, on observe de grands contrastes reflétant des compositions très variables.

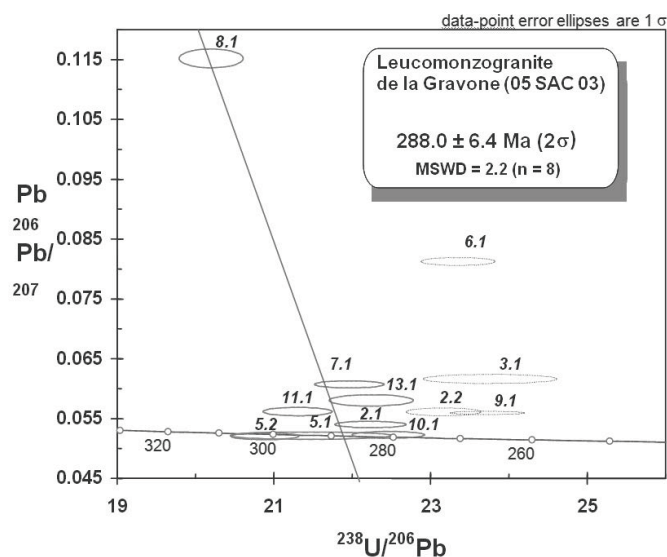


Fig. 4 - Diagramme de F. Tera et G.-J. Wasserburg pour les zircons du microleucomonzogranite de la Gravona (05 SAC 03)

Quinze analyses ont été effectuées sur 13 grains différents. Deux analyses sont affectées d'une forte contribution de Pb commun : 1.1 et 4.1 (tabl. 3) ; elles ont été écartées d'emblée. D'autres analyses sont représentatives de domaines ayant subi des pertes significatives de Pb radiogénique (fig. 4) : les analyses 2.2 ; 3.1 ; 6.1 et 9.1 n'ont pas été prises en considération pour le calcul de l'âge moyen.

Sept analyses regroupées au voisinage de la Concordia permettent de contraindre l'intercepte avec la Concordia depuis la composition du Pb commun en passant par l'analyse 8.1 affectée par près de 8 % de Pb commun (fig. 4). En définitive, un âge a pu être défini à **288 ± 6 Ma (2σ)** à partir de 8 analyses.

Cet âge de cristallisation des zircons est interprété comme l'âge de mise en place du microleucomonzogranite de la Gravona.

Datation Re-Os sur molybdénite

Un échantillon de molybdénite (MoS₂) a été récolté, à proximité du village d'Appietto, sur la falaise qui borde la route, immédiatement en amont de la carrière d'Appietto (X = 531 960 ; Y = 188 410).

Un âge de $296,68 \pm 1,65$ Ma a été obtenu par la méthode Re-Os sur MoS_2 par H. Stein en 2005 (comm. écrite à A. Cocherie, non publié) sur une analyse, en intégrant l'incertitude sur la constante lambda : $\text{Re} = 0.898 \pm 0.004$ ppm sur 39 mg de MoS_2 (Stein *et al.*, 2001).

Datations Ar-Ar sur biotites (N. Arnaud, univ. Montpellier)

Le spectre d'âge des biotites (fig. 5) est relativement plat avec un premier palier à l'erreur un peu forte car contaminé par de l'argon atmosphérique sans doute adsorbé sur l'échantillon. Le rapport K/Ca décroît régulièrement mais reste assez caractéristique de la biotite jusqu'à l'avant dernier palier, celui de plus haute température et le moins crédible.

L'âge plateau sur le reste du spectre est de 313 ± 6 Ma, identique à l'âge isochrone de 316 ± 6 Ma. La valeur (= 13,23) un peu élevée du MSWD rend compte d'une certaine dispersion des points.

Temp °C	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$^{36}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (10^{-3})	^{39}Ar (10^{-14} moles)	F^{39}Ar released	% $^{40}\text{Ar}^*$	$^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}$	Age Ma	$\pm 1\sigma$ Ma
CAPU		Biotite	J0.0170000							
404	254.175	0.207	0.456	848.143	0.08	0.08	3.24	8.27	237.26	23.60
708	14.629	0.022	0.039	14.767	28.91	28.75	70.70	10.35	292.31	28.17
797	11.820	0.019	0.021	2.956	23.53	52.10	92.71	10.96	308.23	15.35
844	11.805	0.019	0.053	3.250	8.64	60.66	91.99	10.86	305.77	7.56
900	12.095	0.019	0.084	4.036	7.55	68.14	90.32	10.93	307.49	5.68
946	11.709	0.018	0.085	1.899	8.32	76.39	95.29	11.17	313.54	5.78
1000	11.365	0.018	0.089	0.704	10.02	86.32	98.20	11.17	313.61	5.93
1104	11.347	0.018	0.294	0.814	9.30	95.53	98.03	11.15	313.15	5.77
1201	11.714	0.017	0.725	1.547	2.21	97.71	96.52	11.37	318.88	5.89
1402	10.464	0.018	0.484	3.646	2.32	100.00	90.14	9.47	269.26	5.02

Tabl. 4 - Analyses des biotites du monzogranite leucocrate U1 de Capu a u Bellu

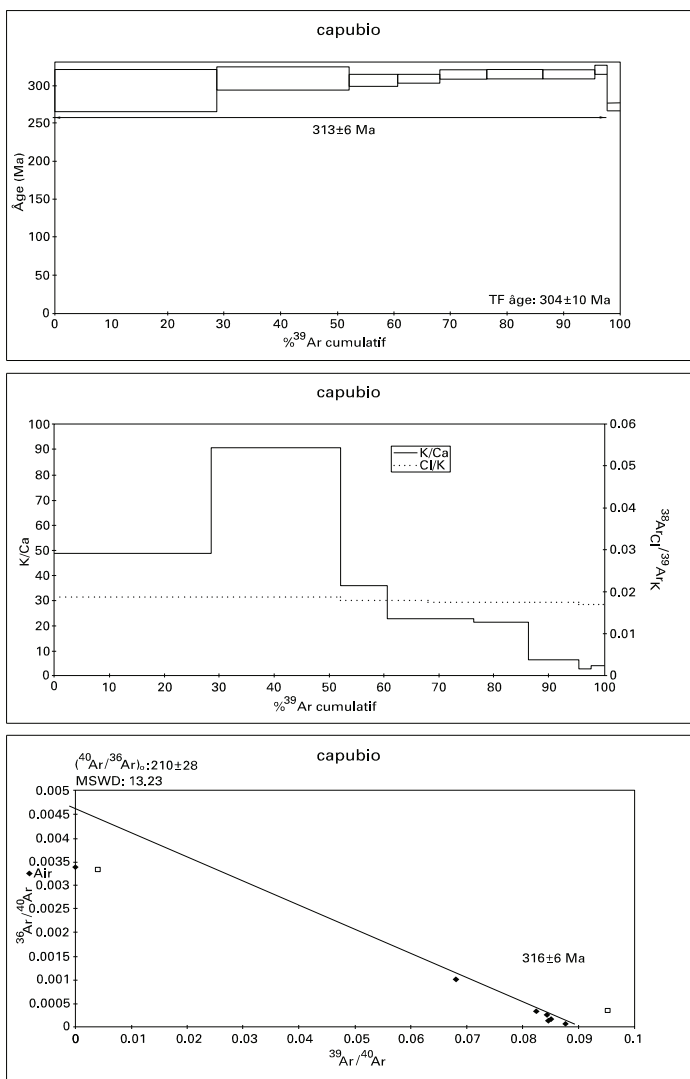


Fig. 5 - Spectres d'âges des biotites du monzogranite leucocrate U1 de Capu a u Bellu

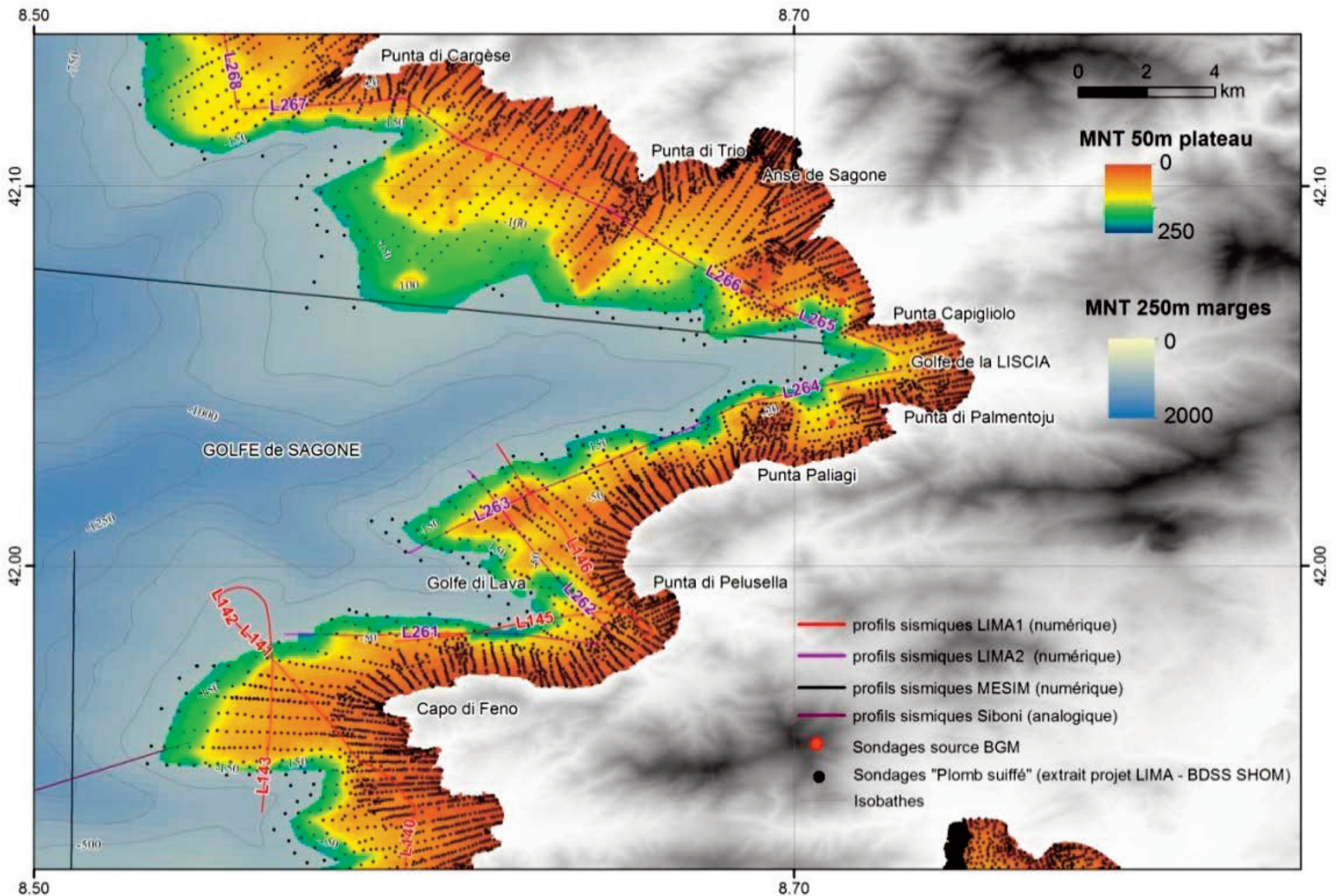


Fig. 12 - Localisation des données disponibles (sondages BGM et BDSS ; profils sismiques) sur le domaine immergé de la feuille Sarrola-Carcopino. Bathymétrie de 0 à 100 m : MNT LIMA (50m) construit sur la base des sondes hydrographiques du SHOM. Bathymétrie de la pente continentale (>200 m) : MNT à maille de 250 m issu d'une compilation des données IFREMER, SHOM et Paris IV. Topographie IGN en grisé. Projection WGS84

Avertissement : l'utilisation du MNT bathymétrique est interdite pour la navigation maritime.

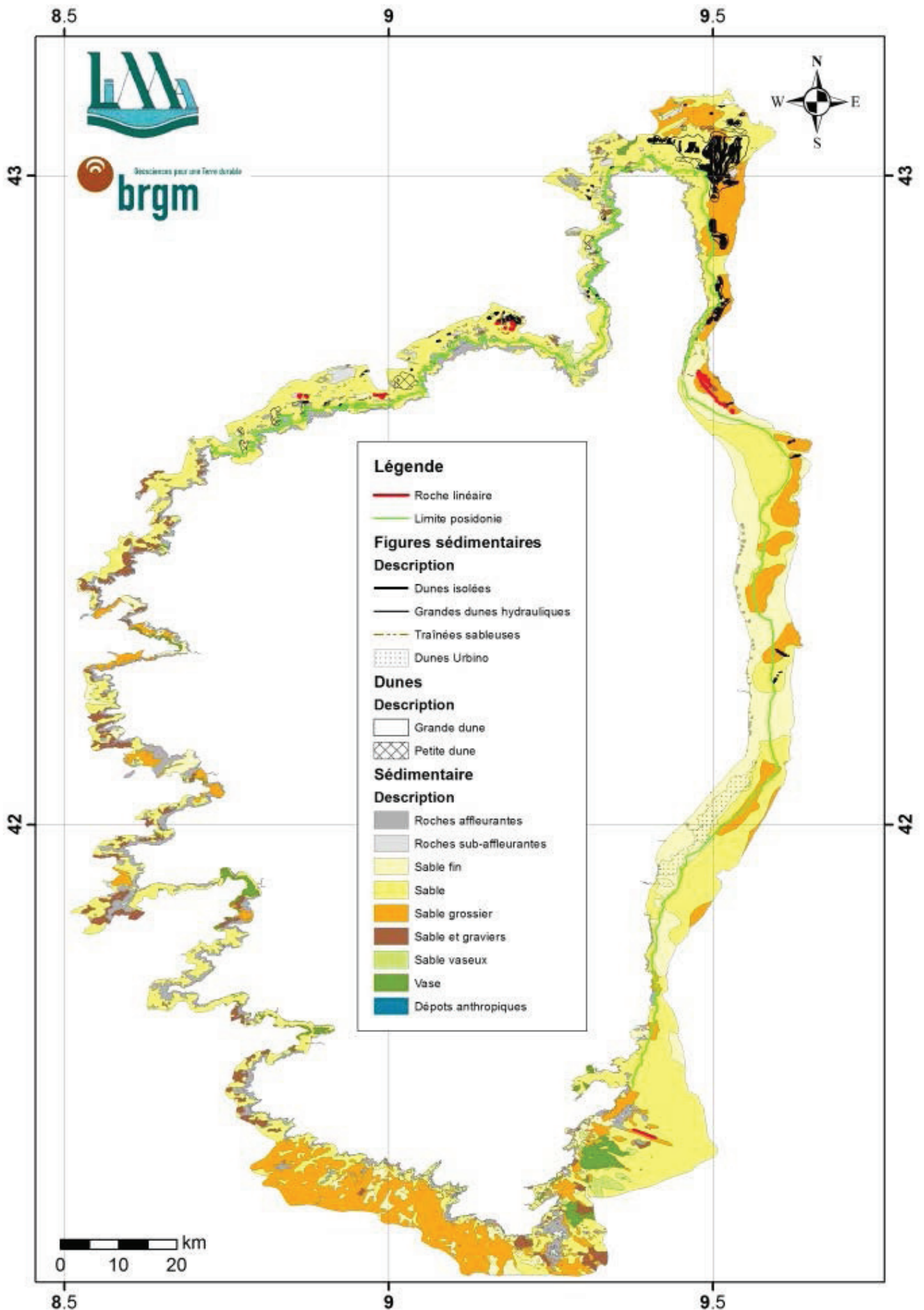


Fig. 13 - LIMA Cartographie des plates-formes sous-marines de la Corse entre 0 et 100 mètres de profondeur (d'après Guennoc *et al.*, 2001)