

**NOTICE EXPLICATIVE DE LA FEUILLE  
SOTTA – BONIFACIO – SANTA TERESA DI GALLURA  
À 1/50 000**

**par**

**J.-B. ORSINI, R. CAPDEVILA, M. FERRANDINI,  
J. FERRANDINI, M.-D. LOÏE, P. GUENNOG,  
F. PLUQUET, I. THINON, M. SANTIAGO,  
G. OGGIANO, G. CHERCHI, P. ORRÙ, G. PULIGA,  
M. PINTUS, A. ULZEGA, J. GAMISANS, P. TRAMONI,  
J.-P. ANDRÉ, F. GALLONI, P. MÜNCH, S. SAINT-MARTIN,  
Z. ALAMY, J.-Y. REYNAUD, B. TESSIER**

**2011**

**BRGM Éditions  
Service géologique national**

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

– *pour la carte* : J.-B. ORSINI, J. FERRANDINI, M. FERRANDINI, M.-D. LOÏE, P. GUENNOG, F. PLUQUET, G. OGGIANO, G. CHERCHI, A. AVERSANO, J. GATTACCECA, I. THINON, P. ORRÙ, G. PULIGA, M. PINTUS, A. ULZEGA (2011) – Carte géol. France (1/50 000), feuille Sotta – Bonifacio – Santa Teresa di Gallura (1127). Orléans : BRGM. Notice explicative par Orsini J.-B., Capdevila R., Ferrandini M., Ferrandini J., LoÏe M.-D., Guennoc P., Pluquet F., Thinon I., Santiago M., Oggiano G., Cherchi G., Orrù P., Puliga G., Pintus M., Ulzega A., Gamisans J., Tramoni P., André J.-P., Galloni F., Münch P., Saint-Martin S., Alamy Z., Reynaud J.-Y., Tessier B. (2011), 360 p.

– *pour la notice* : J.-B. ORSINI, R. CAPDEVILA, M. FERRANDINI, J. FERRANDINI, M.-D. LOÏE, P. GUENNOG, F. PLUQUET, I. THINON, M. SANTIAGO, G. OGGIANO, G. CHERCHI, P. ORRÙ, G. PULIGA, M. PINTUS, A. ULZEGA, J. GAMISANS, P. TRAMONI, J.-P. ANDRÉ, F. GALLONI, P. MÜNCH, S. SAINT-MARTIN, Z. ALAMY, J.-Y. REYNAUD, B. TESSIER (2011) – Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Sotta – Bonifacio – Santa Teresa di Gallura (1127). Orléans : BRGM, 360 p. Carte géologique par Orsini J.-B., Ferrandini J., Ferrandini M., LoÏe M.-D., Guennoc P., Pluquet F., Oggiano G., Cherchi G., Gattaccera J., Orrù P., Puliga G., Pintus M., Ulzega A. (2011).

© BRGM, 2011. 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 : 978-2-7159-2127-6

## SOMMAIRE

<b>RÉSUMÉ</b>	11
<b>ABSTRACT</b>	12
<b>RIASCUNTO</b>	14
<b>INTRODUCTION</b>	17
<i>APERCU GÉOGRAPHIQUE ET GÉOLOGIQUE</i>	17
<i>TRAVAUX CARTOGRAPHIQUES ANTÉRIEURS</i>	23
<i>CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE GÉOLOGIQUE</i>	
<i>MOYENS ET MÉTHODES</i>	24
<b>Terrains anciens</b>	24
<b>Causse miocène de Bonifacio</b>	26
<b>Géologie du plateau continental des Bouches de Bonifacio</b>	27
<b>GRANDS TRAITES GÉOLOGIQUES DE L'EXTRÊME-SUD CORSE</b>	28
<i>HISTOIRE LOCALE ANTÉ-BATHOLITIQUE</i>	28
<i>HISTOIRE BATHOLITIQUE</i>	29
<b>Généralités sur le batholite</b>	29
<b>Construction du batholite dans l'Extrême-Sud corse</b>	32
<i>HISTOIRE POST-BATHOLITIQUE</i>	48
<b>Temps permien</b>	48
<b>Temps mésozoïques et cénozoïques</b>	51
<b>Évolution néogène et quaternaire des marges des Bouches de Bonifacio</b>	52
<b>DESCRIPTION DES TERRAINS</b>	60
<i>TERRAINS ANTÉ-TRIASIQUES</i>	60
<b>Formations métamorphiques anté-batholitiques</b>	60
<b>Magmatisme hercynien : les granitoïdes tardi-orogéniques calco-alcalins</b>	66
<b>Magmatisme tardi-hercynien : le système filonien régional tardi- à post-orogénique</b>	158
<b>Tectonique cassante du socle ancien : son influence sur les structures géologiques et les caractères morphologiques régionaux</b>	250
<i>FORMATIONS ÉOCÈNES</i>	254
<i>FORMATIONS MIOCÈNES</i>	255
<b>Formation de Balistra</b>	255

<b>Formation de Cala di Labra</b>	<b>260</b>
<b>Formation de Bonifacio</b>	<b>264</b>
<i>FORMATIONS QUATERNAIRES</i>	<b>267</b>
<i>GÉOLOGIE MARINE</i>	<b>269</b>
<b>Substratum rocheux (affleurant à sub-affleurant)</b>	<b>269</b>
<b>Sédiments superficiels</b>	<b>279</b>
<b>GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT</b>	<b>289</b>
<i>RESSOURCES EN EAUX SOUTERRAINES</i>	<b>289</b>
<b>Aquifères de milieux fissurés et filoniens</b>	<b>289</b>
<b>Aquifères du causse miocène de Bonifacio</b>	<b>290</b>
<i>RESSOURCES DU SOUS-SOL</i>	<b>301</b>
<b>Matériaux et carrières</b>	<b>301</b>
<b>Indices minéralisés</b>	<b>303</b>
<b>DOCUMENTS COMPLÉMENTAIRES</b>	<b>303</b>
<i>VÉGÉTATION : DE BONIFACIO À CAGNA</i>	<b>303</b>
<i>PRÉHISTOIRE ET ARCHÉOLOGIE</i>	<b>308</b>
<i>SITES CLASSÉS ET ITINÉRAIRES</i>	<b>317</b>
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	<b>317</b>
<b>AUTEURS</b>	<b>332</b>
<b>ANNEXES</b>	<b>335</b>
<i>ANNEXE 1 - LES DONNÉES GÉOCHIMIQUES</i>	<b>337</b>
<i>ANNEXE 2 - LES DONNÉES GÉOCHRONOLOGIQUES</i>	<b>354</b>
<i>ANNEXE 3 - LISTE ALPHABÉTIQUE DES NOMS LATINS (en italique) DES ESPÈCES VÉGÉTALES CITÉES, AVEC LEURS ÉQUIVALENTS FRANÇAIS ET CORSE (ce dernier lorsqu'il est connu)</i>	<b>356</b>
<i>ANNEXE 4 - LISTE ALPHABÉTIQUE DES GENRES ET ESPÈCES DES FOSSILES CITÉS</i>	<b>359</b>

## LISTE DES FIGURES

Fig. 1 - Carte géomorphologique de l'Extrême-Sud corse	<b>Hors texte</b>
Fig. 2 - Morphologie générale des marges des Bouches de Bonifacio	<b>20</b>
Fig. 3 - Vue oblique vers le Nord-Ouest de la topographie terre-mer de la Corse méridionale et de la zone française des Bouches de Bonifacio (niveau marin à -130 m)	<b>21</b>
Fig. 4 - Coupe A-A' (NNW-SSE) du secteur granitique et son recouvrement partiel par les formations miocènes du Causse de Bonifacio	<b>Hors texte</b>
Fig. 5 - Schéma structural de la carte Sotta – Bonifacio – Santa Teresa di Gallura	<b>Hors texte</b>
Fig. 6 - Les granitoïdes de Sotta – Bonifacio dans le diagramme Q'ANOR de A. Streckeisen et R.-W. Maitre (1979)	<b>34</b>
Fig. 7 - Spectres de Terres Rares normés aux chondrites des granitoïdes de Sotta – Bonifacio	<b>40</b>
Fig. 8 - Spidergrammes normés aux MORB des granitoïdes de Sotta – Bonifacio	<b>41-42</b>
Fig. 9 - Diagramme discriminant de J.-A. Pearce <i>et al.</i> (1984)	<b>43</b>
Fig. 10- Spectre de Terres Rares normé aux chondrites de l'orthogneiss de Biancone	<b>62</b>
Fig. 11 - Spidergramme normé aux MORB de l'orthogneiss de Biancone	<b>64</b>
Fig. 12 - Spectres de Terres Rares normés aux chondrites des granitoïdes U2a-Ga	<b>70</b>
Fig. 13 - Diagrammes multiélémentaires normés au N-MORB des granitoïdes U2a-Ga	<b>71</b>
Fig. 14 - Diagrammes ternaires Rb/Sr/Ba montrant l'enrichissement régulier en Rb depuis les intrusions U2a-Ga jusqu'aux intrusions U2b	<b>72</b>
Fig. 15 - Spectres de Terres Rares normés aux chondrites des granitoïdes U2a-Gb. Complexe intrusif de Pianotolli-Caldarello-Chevanu	<b>84</b>
Fig. 16 - Diagrammes multiélémentaires normés au N-MORB des granitoïdes du complexe intrusif de Pianotolli-Caldarello-Chevanu	<b>85</b>
Fig. 17 - Coupe B-B' montrant la structure de l'intrusion de Pianotolli-Caldarello-Chevanu (Gb)	<b>90</b>
Fig. 18 - Spectres de Terres Rares normés aux chondrites des granitoïdes U2a-Gb du complexe intrusif de Chera	<b>102</b>

Fig. 19 - Diagrammes multiélémentaires normés au N-MORB des granitoïdes du complexe de Chera	<b>103</b>
Fig. 20 - Spectres de Terres Rares normés aux chondrites des granitoïdes U2a-Gb et des gabbros du complexe intrusif de Sotta	<b>114</b>
Fig. 21 - Diagrammes multiélémentaires normés au N-MORB des granitoïdes et des gabbros du complexe intrusif de Sotta	<b>115</b>
Fig. 22 - Coupe C-C' illustrant la structure de l'intrusion différenciée de Sotta (Gb), recoupée par le stock microdioritique de Gallinavarja	<b>118</b>
Fig. 23 - Spectres de Terres Rares normés aux chondrites des leucomonzogranites à Bt de Bocca di l'Oru et de Figari	<b>122</b>
Fig. 24 - Diagrammes multiélémentaires normés au N-MORB des leucomonzogranites à Bt de Bocca di l'Oru et de Figari	<b>124</b>
Fig. 25 - Coupe D-D' illustrant la structure du pluton de Figari-Arapa (Gc)	<b>125</b>
Fig. 26 - Spectres de Terres Rares normés aux chondrites des différents leucogranites de Suartone	<b>142</b>
Fig. 27 - Diagrammes multiélémentaires normés au N-MORB des leucogranites à Bt de Suartone	<b>143</b>
Fig. 28 - Spectres de Terres Rares normés aux chondrites des leucogranites U2b autres que Suartone	<b>150</b>
Fig. 29 - Diagrammes multiélémentaires normés au N-MORB des leucogranites U2b autres que Suartone	<b>151</b>
Fig. 30 - Schéma montrant l'organisation du complexe filonien tardi à post-orogénique en Corse du Sud	<b>Hors texte</b>
Fig. 31 - Essai de schéma illustrant le « motif apparent » du réseau filonien de l'Extrême Sud Corse, tel qu'il peut être déduit de la carte de la figure 30	<b>160</b>
Fig. 32 - Diagramme de nomenclature Q'ANOR pour les roches plutoniques, appliqué aux roches filoniennes de la feuille Sotta – Bonifacio	<b>162</b>
Fig. 33 - Diagramme Zr/Ti versus Nb/Y dans la version de J.-A. Pearce (1996)	<b>178</b>
Fig. 34 - Diagramme de S. Jensen (1976)	<b>180</b>
Fig. 35 - Diagramme cationique de D. Debon et P. Le Fort (1988), permettant de distinguer les associations magmatiques magnésiennes des associations ferreuses	<b>181</b>
Fig. 36 - Spectres de Terres Rares normés aux chondrites des tholéïtes intraplaque continentales	<b>182</b>

Fig. 37 - Diagrammes multiélémentaires normés au MORB des tholéiites intraplaque continentales	<b>183</b>
Fig. 38 - Diagramme discriminant de J.-A. Pearce et G.-H. Gale (1977), permettant de distinguer les basaltes intraplaque de tous les autres types de basaltes	<b>184</b>
Fig. 39 - Diagramme de J.-A. Pearce et J.-R. Cann (1973), permettant de distinguer les basaltes d'arcs volcaniques (VAB), les basaltes des dorsales médio-océaniques (MORB) et les basaltes intraplaque (WPB)	<b>185</b>
Fig. 40 - Diagramme discriminant de D.-A. Wood (1980)	<b>186</b>
Fig. 41 - Diagramme discriminant de B. Cabanis et M. Lecolle (1989)	<b>187</b>
Fig. 42 - Diagramme Ti vs Zr montrant que les filons non tholéitiques se divisent en quatre groupes géochimiquement différents, plus un échantillon isolé	<b>188</b>
Fig. 43 - Spectres de Terres Rares normés aux chondrites des filons basaltiques et andésitiques du groupe 1	<b>190</b>
Fig. 44 - Diagrammes multiélémentaires normés au MORB du Groupe 1	<b>191</b>
Fig. 45 - Spectres de Terres Rares normés aux chondrites des basaltes et andésites du Groupe 2	<b>194</b>
Fig. 46 - Diagrammes multiélémentaires des basaltes et andésites du Groupe 2 normés au MORB	<b>196</b>
Fig. 47 - Spectres de Terres Rares, normés aux chondrites, des basaltes transitionnels du Groupe G3	<b>198</b>
Fig. 48 - Diagrammes multiélémentaires normés au MORB des basaltes du Groupe G3	<b>199</b>
Fig. 49 - Spectres de Terres Rares, normés aux chondrites, des andésites transitionnelles du Groupe G4	<b>200</b>
Fig. 50 - Spectres multiélémentaires, normés au MORB des andésites transitionnelles du Groupe G4	<b>202</b>
Fig. 51 - Spectre de Terres Rares normé aux chondrites du basalte transitionnel de Gallinavarja	<b>204</b>
Fig. 52 - Diagramme multiélémentaire du basalte transitionnel de Gallinavarja normé au MORB	<b>205</b>
Fig. 53 - Nomenclature des filons clairs d'après leurs compositions normatives moléculaires dans le diagramme Q'-ANOR de A. Streckeisen et R.-W. Le Maitre (1979)	<b>218</b>
Fig. 54 - Diagramme des indices de Shand (Maniar et Piccoli, 1989) des filons clairs. $A/NK = Al_2O_3/(Na_2O + K_2O)$ , $A/CNK = Al_2O_3/(CaO + Na_2O + K_2O)$ en proportions moléculaires	<b>220</b>

Fig. 55 - Diagramme de discrimination des suites magmatiques de B.-R. Frost <i>et al.</i> (2001)	221
Fig. 56 - Diagramme cationique de F. Debon et P. Le Fort (1988), permettant de distinguer les associations magmatiques magnésiennes des associations ferreuses	222
Fig. 57 - Subdivision des roches subalcalines dans le diagramme $K_2O$ vs $SiO_2$ de P.-C. Rickwood (1989)	223
Fig. 58 - Ternaire Rb-Sr-Ba permettant de mettre en évidence le caractère fractionné ou non des granites et leur caractère calcique	224
Fig. 59 - Spectres de Terres Rares normés aux chondrites des granites filoniens du Groupe 1	226
Fig. 60 - Diagrammes multiélémentaires normés au MORB des filons granitiques du Groupe 1	227
Fig. 61 - Diagramme discriminant de J.-B. Whalen <i>et al.</i> (1987)	228
Fig. 62 - Diagramme discriminant de J.-A. Pearce <i>et al.</i> (1984) et J.-A. Pearce (1996)	229
Fig. 63 - Spectres de Terres Rares normés aux chondrites des granites fractionnés pauvres en Ca du Groupe 2	230
Fig. 64 - Diagrammes multiélémentaires normés au MORB des granites fractionnés pauvres en Ca du Groupe 2	232
Fig. 65 - Diagramme Zr <i>versus</i> $SiO_2$ mettant en évidence les différents groupes magmatiques constituant la « province bimodale » filonienne tardi-hercynienne de la feuille de Sotta – Bonifacio	233
Fig. 66 - Spectres de Terres Rares normés aux chondrites des filons clairs du Groupe 3	236
Fig. 67 - Diagrammes multiélémentaires normés au MORB des filons clairs du Groupe 3	237
Fig. 68 - Spectres de Terres Rares normés aux chondrites du syénogranite et des granites à feldspaths alcalins du Groupe 4 à annite et ferro-amphiboles bleues ou à deux micas	240
Fig. 69 - Spectres de Terres Rares normés aux chondrites des granites à feldspaths alcalins du Groupe 4 à annite seule	241
Fig. 70 - Diagrammes multiélémentaires normés au MORB des granites du Groupe 4 à annite et ferro-amphiboles ou à deux micas	242
Fig. 71 - Diagrammes multiélémentaires normés au MORB des granites à annite seule du Groupe 4	243
Fig. 72 - Ternaire Nb-3Ga-Y de G.-N. Eby (1992) permettant de discriminer les granites de type A1 juvéniles, des granites de type A2 d'origine crustale ou à forte composante crustale	244

Fig. 73 - Spectres de Terres Rares normés aux chondrites des granites fortement peralumineux du Groupe 5	246
Fig. 74 - Diagrammes multiélémentaires des granites fortement peralumineux du Groupe 5	248
Fig. 75 - Coupe SW-NE du Causse de Bonifacio	256
Fig. 76 - Log de forage : Padule Maggiore	257
Fig. 77 - Schéma structural simplifié de la marge occidentale des Bouches de Bonifacio	270
Fig. 78 - Coupe simplifiée établie à partir du profil sismique CROP 2	271
Fig. 79 - Géologie des marges des Bouches de Bonifacio	272
Fig. 80 - Profil de sismique réflexion Bocca 99-17 (source sparker) montrant le prolongement des formations de Bonifacio vers le large. (Voir fig. 75 pour l'organisation de ces formations à terre)	274
Fig. 81 - Profil de sismique réflexion Bs00-97 (campagne Corstage 2000) montrant la géométrie du socle et des unités tertiaires de part et d'autre des Bouches de Bonifacio	276
Fig. 82 - Profil de sismique réflexion Bocca 99-21 montrant la géométrie et les faciès des unités tertiaires (miocène inférieur à supérieur ?) et des horizons quaternaires sur la plate-forme orientale des Bouches de Bonifacio	277
Fig. 83 - Marques d'anciens niveaux de stationnements marins au cours de la transgression flandrienne visibles dans la morphologie de la plate-forme calcaire nord-occidentale des Bouches de Bonifacio	280
Fig. 84 - Cartographie des figures sédimentaires longitudinales et sens des courants déduits à partir de la morphologie des formes sédimentaires	286
Fig. 85 - Extrait de mosaïque de profils de sonar latéral montrant une zone de roche (calcaire miocène) entourée d'une zone d'affouillement sub-circulaire et d'un champ de mégarides (longueur d'onde 20 à 25 m)	288
Fig. 86 - Diagramme de Schoëller-Berkaloff des eaux du socle granitique et du causse de Bonifacio	<b>Hors texte</b>
Fig. 87 - Carte du toit du substratum granitique	292
Fig. 88 - Log de forage : Sotta 13.0	294
Fig. 89 - Log de forage : Sotta 14.Q	295
Fig. 90 - Modèle conceptuel de l'hydrosystème du Causse de Bonifacio	298

Fig. 91 - Carte des bassins versants du Causse de Bonifacio. Relation avec l'alimentation de la nappe captive **Hors texte**

### **LISTE DES TABLEAUX**

Tabl. 1 - Tableau synthétique rassemblant l'ensemble des âges obtenus par la méthode U/Pb sur les intrusions du batholite corse	<b>30</b>
Tabl. 2 - Principales caractéristiques des différents gisements de volcanites	<b>258</b>
Tabl. 3 - Récapitulatif des datations radiochronologiques du volcanisme miocène de l'Extrême-Sud de la Corse	<b>259</b>
Tabl. 4 - Principales caractéristiques des deux forages profonds réalisés en 2007	<b>293</b>
Tabl. 5 - Principales caractéristiques des forages réalisés en 2010	<b>293</b>
Tabl. 6 - Principales caractéristiques physico-chimiques des eaux du Causse de Bonifacio	<b>300</b>
Tabl. 7 - Indices minéralisés	<b>302</b>

## RÉSUMÉ

La feuille Sotta – Bonifacio – Santa Teresa di Gallura est située à l'Extrême-Sud de la Corse. Ce secteur fait la jonction, par delà le détroit des Bouches de Bonifacio, avec la partie la plus septentrionale de La Gallura (Sardaigne). Y affleurent, en discordance sur un socle structuré à l'Hercynien, des formations volcano-sédimentaires d'âge miocène qui constituent le Causse de Bonifacio et son prolongement en mer sous les eaux du bassin marin de Bonifacio.

Le socle ancien représente 80 % des affleurements ; il est constitué par une succession d'intrusions plutoniques permo-carbonifères qui recoupent des formations métamorphiques mésozonales ici peu représentées. Elles sont elles-mêmes recoupées par un complexe filonien d'âge permien tout à fait remarquable de part son ampleur et sa diversité.

Dans cette partie du batholite corso-sarde seule l'association plutonique calco-alcaline (U2) est présente. Elle se décompose en deux grands événements :

- un premier ensemble (U2a) : des plutons structurés NW-SE, constitués de matériaux tonalogramodioritiques à monzogranitiques auxquels sont intimement associées des roches gabbroïques. Un ensemble très diversifié qui se décompose lui-même en trois groupes d'intrusions (Ga)-(Gb)-(Gc), compte tenu de leur composition, du type de gisement et de la chronologie de mise en place ;
- un deuxième ensemble (U2b) constitué exclusivement de plutons leucogranitiques, très siliceux, qui recoupent les précédents de façon quasi-orthogonale.

La genèse de cette association calco-alcaline s'explique par une histoire en deux épisodes :

- un stade de fusion mantellique engendrant une suite allant des tonalites aux monzogranites ;
- un stade de fusion de ces produits qui génère des matériaux exclusivement felsiques.

Le complexe filonien permien correspond à une province magmatique bimodale avec :

- un premier ensemble qui comprend des basaltes et roches associées ;
- un deuxième ensemble beaucoup plus évolué, représenté par des roches de composition rhyolitique.

Ce complexe filonien présente une très grande diversité de composition qui se traduit par la présence de onze associations magmatiques de nature et d'origine différentes. Les différents magmas en présence trouvent leurs sources :

– d’une part, dans la fusion, au cours de l’extension permienne, d’un manteau hétérogène diversement enrichi lors de l’épisode de subduction préalable à la collision ;

– et d’autre part, dans la fusion de sources crustales.

Au niveau régional, l’analyse de ces formations anté-triasiques confirme la continuité des structures de part et d’autre des Bouches.

Les dépôts volcano-sédimentaires miocènes occupent une surface de 25 km<sup>2</sup>. L’épaisseur maximale observée dans un forage implanté au milieu du causse approche 270 m. En fait ces dépôts comblent une paléotopographie accusée du granite. Trois formations ont été identifiées :

– la formation de Balistra est continentale et renferme des passées volcaniques datées entre -21,20 et -20,27 Ma ;

– la formation de Cala di Labra correspond aux premiers dépôts transgressifs. Ils reposent soit sur la formation sous-jacente soit sur le socle granitique. Il s’agit de récifs frangeants à scléactiniaires, de graviers, grès et silts qui enregistrent l’augmentation de la bathymétrie. La biostratigraphie donne un âge burdigalien supérieur ;

– la formation de Bonifacio qui correspond à une nouvelle pulsion transgressive est caractérisée par des calcarénites blanches en stratifications obliques dont l’âge a été estimé au Langhien inférieur. La mise en place de ces sédiments se fait sous influence tidale.

Les profils de sismique réflexion effectués au niveau des Bouches de Bonifacio montrent la continuité des unités sédimentaires sous la mer. À Capo Testa, en Sardaigne, la formation de Cala di Labra a été identifiée. Une phase tectonique structure en synforme les dépôts anté-Langhien et donne à la formation de Bonifacio un caractère discordant.

La lithologie et cette structuration particulière du causse sont à l’origine de la présence d’un aquifère multicouche.

#### **ABSTRACT**

The Sotta – Bonifacio – Santa Teresa di Gallura sheet is located in the far south of the island of Corsica, also covering the northernmost tip of La Gallura in Sardinia via the Strait of Bonifacio. Volcanic and sedimentary formations of Miocene age, unconformably overlying a structurally deformed basement of Hercynian age, form the Bonifacio Causse, *i.e.* limestone plateau, and its submarine continuation to the south, below the waters of the strait.

About eighty percent of the outcrops are Hercynian basement, consisting of a succession of Permian-to-Carboniferous plutonic intrusions that intersected mesozonal metamorphic rocks, which are little represented in the map area. The intrusions were in turn intersected by a vein complex of Permian age that is quite remarkable for its size and variety.

In this part of the Corsica-Sardinia batholith, only the plutonic calc-alkaline U2 association is present. This succession can be subdivided into two main units:

- a first unit (U2a) of NW-SE deformed plutons consists of tonalite/granodiorite to monzogranite with closely associated gabbro. This unit is highly diversified and can be subdivided into three groups of intrusions (Ga)-(Gb)-(Gc), based on their composition, type of occurrence and emplacement chronology;
- a second unit (U2b) consists exclusively of highly siliceous leucogranite plutons that intersect the older ones almost at right angles.

The genesis of this calc-alkaline association can be explained by a two-stage history:

- a stage of mantle fusion, leading to a suite ranging from tonalite to monzogranite, and;
- a stage where these rocks fused, generating an exclusively felsic melt.

The Permian vein complex corresponds to a bi-modal magmatic province with:

- a first set of veins composed of basalt and associated rocks, and;
- a second-much more evolved-set represented by rocks of rhyolitic composition.

The vein complex presents a great diversity of compositions, which are shown by the presence of eleven magmatic associations of different nature and origin. These found their sources in the fusion -during Permian crustal extension- of a heterogeneous mantle that was diversely enriched during the subduction preceding collision, as well as in the fusion of different crustal rocks.

A regional analysis of the pre-Triassic formations confirms the continuity of structures on either side of the Strait of Bonifacio.

Miocene volcanic and sedimentary deposits cover a surface area of 25 km<sup>2</sup>. Their maximum thickness, found during drilling a well in the middle of the limestone plateau, is close to 270 m. These deposits fill a clear paleotopographic relief of the granite. Three formations were identified:

- the Balistra Formation is continental and contains volcanic rocks dated at -21.20 to -20.27 Ma;

– the Cala di Labra Formation corresponds to the first transgression deposits, overlying either the Balistra or the granite basement. The formation is composed of fringing reefs with scleractinid corals, gravel, sandstone and siltstone, recording the increasing water depth. Biostratigraphic data gave a Late Burdigalian age;

– the Bonifacio Formation corresponds to a new transgressive pulse and is characterized by white cross-bedded calcarenite, emplaced in a tidal environment whose age was estimated to be Early Langhian.

Seismic-reflection profiles across the Strait of Bonifacio show that the sedimentary units continue below the sea. At Capo Testa, in Sardinia, the Cala di Labra Formation was identified. A tectonic phase deformed the pre-Langhian deposits into a synform, rendering the Bonifacio Formation unconformable over the older rocks.

Both the lithology and the structure of the limestone plateau were at the origin of a multi-layer aquifer.

### **RIASCUNTO**

Il foglio Sotta – Bonifacio – Santa Teresa di Gallura è collocato nell'estremo sud della Corsica e comprende parte più settentrionale della Sardegna (Gallura) con lo stretto di Bonifacio. In quest'area affiora una successione vulcanica e sedimentaria miocenica, che costituisce il pianoro calcareo che si prolunga al largo nel Bacino di Bonifacio, discordante sul basamento varisico.

Il basamento varisico rappresenta l'80% degli affioramenti; è costituito in prevalenza da una successione di plutoniti permo-carbonifere che intrudono rocce metamorfiche di alto grado, qui rappresentate da modesti roof pendants. Gran parte delle plutoniti, a loro volta, sono attraversate da un complesso filoniano permiano di rilevante importanza per la frequenza dei filoni e per la loro diversità.

In questa parte del batolite Corso-Sardo è presente esclusivamente l'associazione plutonica U2 suddivisibile in due sottoinsiemi :

U2a - caratterizzato da plutoni a strutturazione NW-SE e da magmi granodioritico-tonalitici e monzogranitici in rapporti di mixing con magmi gabbri. In questo sottoinsieme, piuttosto diversificato, a sua volta si possono distinguere tre gruppi d'intrusioni (Ga)-(Gb)-(Gc), sulla base della giacitura e dell'età di messa in posto ;

U2b - costituito esclusivamente da plutoni leucogranitici, molto acidi, che intrudono i precedenti con direzioni sub-ortogonali.

La genesi di queste due associazioni calc-alcaline va ricondotta a due episodi :

Uno stadio magmatico con contributi di mantello che si manifesta con prodotti da tonalitici a monzogranitici, seguito da uno stadio di fusione dei prodotti precedenti che dà luogo a magmi esclusivamente felsici.

Il complesso filoniano permiano corrisponde ad una provincia magmatica bimodale caratterizzata da una prima associazione caratterizzata da basalti, dioriti e rocce associate e da una seconda rappresentata da filoni e ammassi riolitici.

I depositi vulcano-sedimentari miocenici occupano un lembo di 25 km<sup>2</sup>. Lo spessore massimo osservato in un sondaggio, a partire dal pianoro calcareo di Bonifacio, è di 270 m. Questa successione poggia, colmandola, su una paleosuperficie incisa nei graniti ed è stata suddivisa in tre differenti formazioni :

- la formazione di Balistra è un deposito continentale che contiene intercalazioni vulcaniche (piroclastiti) datate tra -21,20 et -20,27 Ma ;
- la formazione di Cala di Labra che corrisponde ai primi depositi trasgressivi. Questi poggiano con rapporti di onlap sia sulla formazione precedente che direttamente sul basamento granitico. Si tratta di depositi reefali littorali a scléractiniaie, diconglomerati, sabbie e silts che testimoniano l'aumento della batimetria. La biostratigrafia suggerisce un'età Burdigaliano superiore ;
- la formazione di Bonifacio che corrisponde a un nuovo pulso trasgressivo ed è caratterizzata da calcareniti bianche a stratificazione obliqua di età stimata al Langhiano Inferiore. Le strutture sedimentarie di questa formazione rimandano ad un ambiente tidale.

I profili sismici a riflessione eseguiti nelle Bocche di Bonifacio documentano la prosecuzione di queste unità stratigrafiche sotto il mare. La formazione di Cala di Labra è stata identificata anche a Capo Testa, in Sardegna. Una fase tettonica pre-langhiana genera una struttura sinforme che coinvolge le prime due formazioni conferendo alla formazione di Bonifacio un carattere discordante.

Questa particolare strutturazione del pianoro, insieme alle caratteristiche litologiche, è responsabile della presenza di un acquifero multistrato nella successione miocenica.



## INTRODUCTION

### *APERÇU GÉOGRAPHIQUE ET GÉOLOGIQUE*

#### **Au plan géographique<sup>1</sup>**

La feuille Sotta – Bonifacio – Santa Teresa di Gallura (S-B-ST) correspond à la partie la plus méridionale de l'île de Corse, séparée de la Sardaigne septentrionale (La Gallura) par un bras de mer large d'une douzaine de kilomètres : les Bouches de Bonifacio.

Cette feuille présente un caractère maritime très marqué avec, pour la seule partie corse, quelques 100 km de côtes qui bordent la mer tyrrhénienne à l'Est et le bassin Algéro-Provençal à l'Ouest. Une côte qui est essentiellement rocheuse dans la partie granitique, largement prédominante. Les affleurements, en quasi-continu et de grande qualité, sont seulement interrompus par des plages de sable quartzeux à grain moyen à fin. Ces plages, de dimensions limitées sur le côté occidental exposé aux vents violents d'Ouest, sont cantonnées dans les sites les plus abrités : les anses d'Arbitro et de Chevanu, la ria de Figari. C'est sur la côte tyrrhénienne, plus protégée, que se trouvent les grandes étendues sableuses : Balistra, Rondinara, Santa Giulia, Palombaggia, pour ne citer que les plus fréquentées. Le découpage de la côte « calcaire » tranche sur le modelé granitique aux contours très festonnés. Il s'exprime par une morphologie de falaises abruptes et relativement rectilignes qui limitent « le Causse » de Bonifacio avec des à-pics qui peuvent atteindre la centaine de mètres au cap Pertusato. Ces falaises sont particulièrement spectaculaires de par leurs vastes surplombs, leurs chaos d'éboulis et leurs larges grottes, résultats de l'érosion marine et de la dissolution karstique. Le caractère maritime de cette feuille est accentué par la présence, côté tyrrhénien, de trois archipels granitiques : les îles Cerbicale et l'îlot du Toro au Nord, les îles de Cavallo (la plus étendue : 112 ha) et Lavezzi au Sud. Cette dernière à 41°21' de latitude constitue le point le plus méridional du territoire européen de la France. Ce chapelet d'îles se poursuit plus au Sud, en territoire italien avec l'archipel granitique de la Maddalena.

#### **Morphologie des terres exondées<sup>1</sup>**

La feuille Sotta – Bonifacio (avec celle de Porto-Vecchio plus au Nord) recouvre l'ensemble de la micro-région : Corse Extrême-Sud. Elle présente des caractères orographiques particuliers (Rondeau, 1964) donnant des paysages étonnamment semblables à ceux de la proche Sardaigne (fig. 1, hors texte). Le trait prédominant en est la présence d'une vaste zone montagneuse orientée NE-SW qui, à l'Ouest de la feuille, sépare la

---

<sup>1</sup> Rédaction J.-B. Orsini.

dépression de Porto-Vecchio – Figari de celle du bassin de l’Ortolo située sur la coupure Roccapina. Il s’agit là d’une véritable barrière qui, dans la zone qui nous occupe, porte le nom de montagne de Cagna. De son point culminant, à 1 292 m d’altitude à la Punta di Monaco, elle domine de façon très abrupte, vers le Sud-Est, une zone de basses terres dans laquelle deux ensembles, eux aussi orientés NE-SW, peuvent être facilement distingués avec, côté oriental, une zone de plateaux dont les plus hauts reliefs situés généralement entre 300 et 350 m d’altitude chutent vers la mer de façon extrêmement brutale (des dénivelés d’environ 200 m pour une flèche de moins d’un kilomètre ne sont pas rares sur la côte est).

Comprise entre la montagne de Cagna à l’Ouest et la zone des plateaux à l’Est, la dépression de Porto-Vecchio – Figari constitue un remarquable couloir de communication reliant par voie terrestre les deux façades maritimes mais aussi, chose rare en Corse, un couloir aérien qui a permis l’installation de l’aéroport de Figari-Corse du Sud. Cette dépression, dite du « pian d’Avretu », colonisée dès le Néolithique ancien par les premiers peuplements permanents de la Corse, est en fait constituée par deux bassins hydrographiques indépendants :

– le bassin de Porto-Vecchio, largement ouvert vers le NNE ; ce dernier, dans le secteur qui nous occupe, est drainé par le ruisseau du Stabiacciu qui aboutit en mer tyrrhénienne dans le golfe de Porto-Vecchio ;

– le bassin de Figari, ouvert au Sud et arrosé par les ruisseaux de Carcerone et de Canella qui se jettent dans la ria de Figari. La séparation entre les deux bassins se fait par un alignement de collines molles, culminant à 183 m d’altitude (fig. 1, hors texte). Ces modestes reliefs matérialisent la ligne de séparation des eaux qui, orientée NW-SE, rejoint les interfluves définis par les hautes crêtes de la montagne de Cagna à l’Ouest et les points culminants des hauts plateaux à l’Est, tous deux disposés NE-SW.

Cette morphologie très homogène de l’ensemble de la micro-région Extrême-Sud est de fait fortement contrôlée par la géologie (*cf.* « la tectonique cassante du socle ancien »). De plus, la montagne de Cagna, qui en constitue son trait principal, en conditionne le climat (régime des vents, des précipitations, des températures) et donc sa végétation et pour finir sa vie (Martinetti *et al.*, 1995).

### **Morphologie littorale<sup>2</sup>**

La façade maritime de l’Extrême-Sud de la Corse est très découpée et entaillée par plusieurs baies et golfes séparés par des avancées rocheuses. Ce découpage suit celui des grandes unités morphologiques à terre. Les baies et golfes les plus importants sont ceux de Sant’Amanza, à l’Est, et de Ventilegne

---

<sup>2</sup> Rédaction P. Guennoc.

et Figari, à l'Ouest. Les fonds de golfes sont très souvent occupés par des zones humides en arrière du cordon littoral, parmi lesquelles les marais littoraux de Santa Giulia, Balistra, Ventilegne et Figari. Le littoral est aussi parsemé de nombreuses anses, ou « cala » selon la terminologie locale, qui alternent avec des promontoires rocheux sculptés par l'érosion marine.

Le détroit en lui-même est large de 13 km entre le Capo Pertusato et la Punta Contessa en Sardaigne. Il est parsemé d'îles et d'îlots répartis en deux archipels : l'archipel des Lavezzi au Nord, et l'archipel sarde de la Maddalena au Sud.

Le rivage de la Gallura sarde est assez similaire à celui du Sud de la Corse, avec de nombreuses avancées rocheuses séparées par de petites plages de sable. Ce littoral est entaillé par la profonde ria de direction N-S de Santa Teresa di Gallura.

### **Morphologie des fonds sous-marins<sup>2</sup>**

Les fonds présents sur cette feuille ne dépassent pas les 100 m de profondeur. Ils reflètent une morphologie sous-marine particulière composée de deux plates-formes très dissemblables (fig. 2). La zone côtière présente souvent une morphologie « rugueuse » légèrement atténuée dans les baies ou sur quelques replats mais bien visible sur la pente côtière entre 20 et 40 à 50 m de profondeur (fig. 3). Plus au large, à l'Ouest des Bouches de Bonifacio, la topographie sous-marine est accidentée et marquée par la présence de larges plateaux entaillés par de profondes incisions. Ces plateaux ont une partie sommitale relativement plane qui culmine d'une façon remarquablement constante autour de -55 m. L'axe le plus resserré du détroit, entre l'archipel des Lavezzi et l'isola Razzoli, constitue un seuil topographique entre -65 et -70 m. À l'Est, la morphologie de la plate-forme est plus douce, la pente régulière, et les plus grandes profondeurs rapidement atteintes. On distingue, cependant, une ride morphologique de direction N-S, large de 3 à 3,5 km et longue de 12 km en bordure est de la feuille. Elle présente un faible dénivelé d'environ 10 m, entre 80 et 90 m de profondeur. En remontant vers le Nord-Est, la bathymétrie devient plus perturbée à l'approche des îles Cerbicale, avec une zone d'îlots et de hauts fonds au large de la Testa di a Carpiccia.

### **Hydrodynamisme<sup>2</sup>**

Le secteur des Bouches de Bonifacio est réputé pour être un endroit extrêmement venté. Les vents y soufflent environ 300 jours/an, souvent avec violence (des rafales supérieures à 60-80 km/h sont enregistrées 150 jours/an

---

<sup>2</sup> Rédaction P. Guennoc.

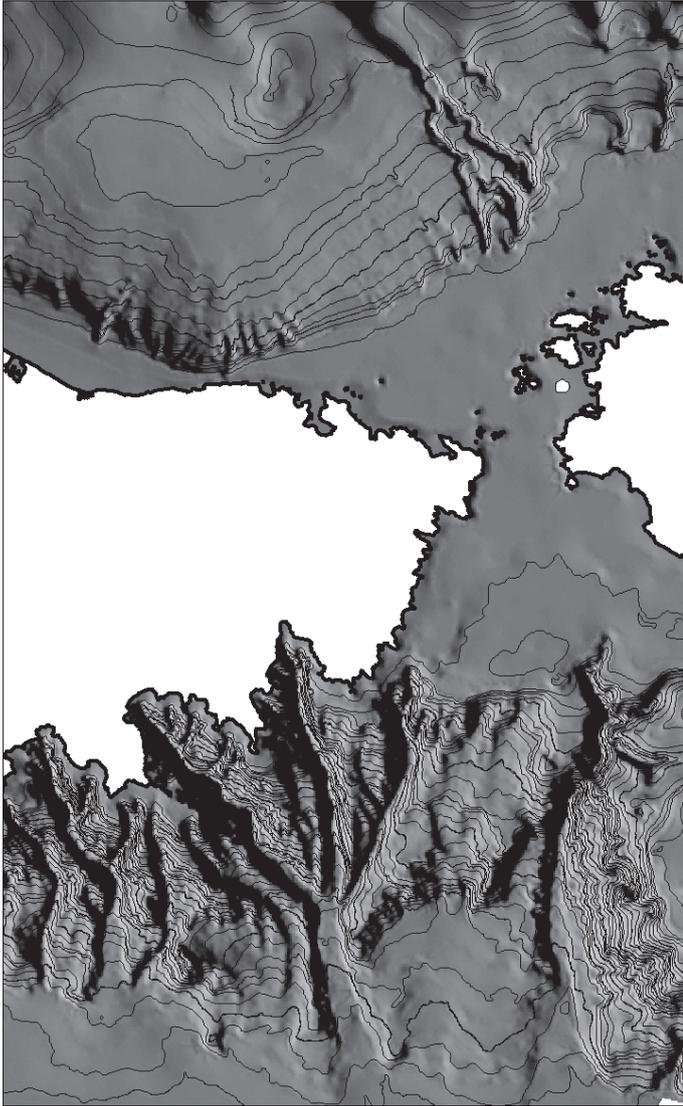


Fig. 2 - Morphologie générale des marges des Bouches de Bonifacio

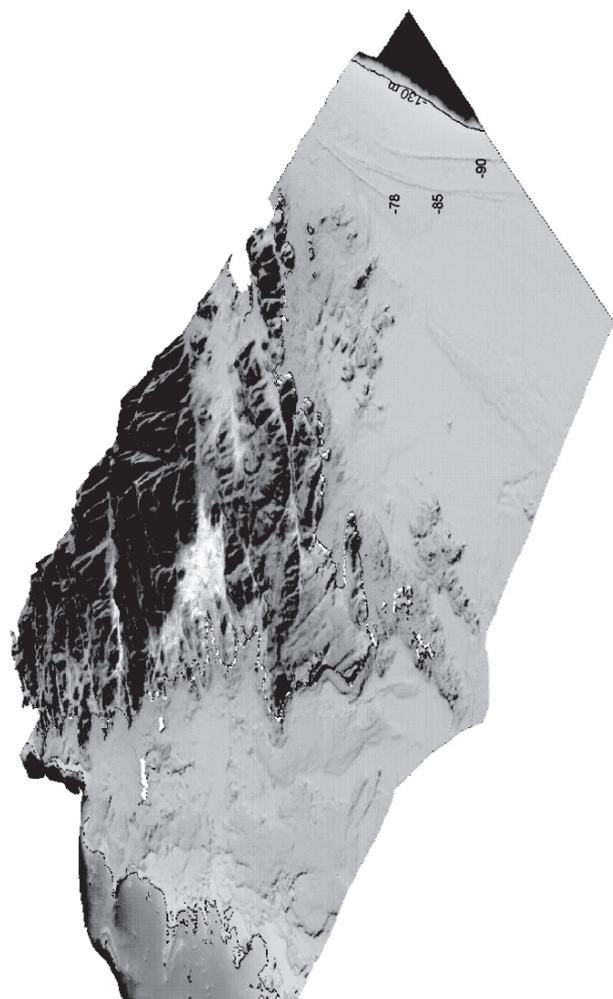


Fig. 3 - Vue oblique vers le NW de la topographie terre-mer de la Corse méridionale et de la zone française des Bouches de Bonifacio (niveau marin à -130 mètres)

par la station de Pertusato). Les vents dominants sont toute l'année de secteur sud-ouest (U Libecciu) ou, notamment en hiver, de secteur nord-est (U Levante). Ces vents sont à l'origine de fortes houles, dans les parages de Bonifacio, et peuvent se traduire en surface par d'importants courants de dérive. En revanche, les courants de marée sont quasi-inexistants eu égard à la faible amplitude des marées, dont le marnage n'excède pas quelques décimètres.

En profondeur, des mesures de courant issues de levés récents par ADCP (Acoustic Doppler Current Profiler) ont montré que le régime hydrodynamique est dominé par la présence d'un puissant courant franchissant le détroit d'Ouest en Est, puis remontant légèrement vers le Nord-Est entre les archipels des Lavezzi et de la Maddalena, avant de basculer progressivement vers le Sud-Est en longeant les côtes de la Sardaigne (Pluquet, 2006). À l'Ouest de Capo Testa, la courantologie est cependant davantage perturbée avec la présence d'une boucle anticyclonique correspondant à un retour vers le Sud-Ouest d'une partie des eaux ne parvenant pas à franchir le détroit. L'intensité des courants horizontaux peut atteindre les 1 m/s, en particulier à l'axe le plus resserré du détroit.

### **Au plan géologique (fig. 4 et 5, hors texte)<sup>1</sup>**

La plus grande partie du territoire couvert par la feuille Sotta – Bonifacio – Santa Teresa di Gallura est occupée par une succession d'intrusions plutoniques calco-alcalines, tardi-hercyniennes, d'importance régionale dont on peut, pour certaines d'entre-elles, observer le prolongement sur les feuilles voisines de Roccapina et Porto-Vecchio (fig. 5, hors texte).

Des éléments du socle cristallographique anté-batholitique, à structuration hercynienne, sont présents sur la feuille, mais de façon très subordonnée.

Le cortège filonien (acide et basique) post-orogénique d'âge permien probable est, quant à lui, remarquablement bien représenté. Il est constitué par des essaims de dykes dont la nature, les dimensions, l'orientation et la densité sont variables.

Des sédiments cénozoïques recouvrent localement les ensembles précédemment cités. Il s'agit de conglomérats d'âge éocène probable (dans l'angle nord-est de la feuille) et surtout du Causse miocène de Bonifacio, à l'Extrême-Sud.

---

<sup>1</sup> Rédaction J.-B. Orsini.

Le faisceau de fractures NE-SW, qui limite à l'Est la montagne de Cagna, se poursuit plus au Nord, jusque dans l'anse de Favone sur la feuille Porto-Vecchio ; il constitue le trait tectonique majeur de la région (fig. 5, hors texte).

#### TRAVAUX CARTOGRAPHIQUES ANTÉRIEURS<sup>1</sup>

La coupure Sotta – Bonifacio, tout comme les feuilles voisines de Roccapina et Porto-Vecchio, a fait l'objet de recherches relativement peu nombreuses.

Les premiers travaux, ceux des précurseurs : M. Nentien (1897), D. Hollande (1917), E. Maury et J. Orcel (1939) sont consignés dans la carte géologique de la Corse à 1/320 000 de 1939. Y sont reportées les grandes lignes de la constitution géologique de la Corse méridionale.

Ce n'est qu'au début des années cinquante que démarrent les premiers levés cartographiques détaillés sur les terrains anciens du secteur, avec les travaux de P. Lapadu-Hargues et J. Maisonneuve (1954, 1956) et la parution de la carte géologique de Porto-Pollo – Sartène au 1/80 000 (1962).

Les recherches se sont fortement accentuées en Corse au cours de la décennie 1970-1980 :

– pour ce qui intéresse la cartographie de la partie cristalline de la feuille Sotta – Bonifacio, il faut citer les travaux de :

- B. Bonin (1977, 1980) et de ses élèves (Bartoli, 1979 ; Poupon *et al.*, 1988) axés sur le plutonisme alcalin à hyper-alcalin anorogénique. Les auteurs y identifient la présence de six complexes subvolcaniques alcalins à structure annulaire,
- les travaux de J.-B. Orsini qui, concernant l'ensemble du plutonisme orogénique hercynien corso-sarde (1976, 1980), ne donnent, pour le secteur Sotta – Bonifacio – Santa Teresa di Gallura, qu'une cartographie à grande échelle, mettant en évidence les principaux termes pétrographiques en présence et leurs caractères calco-alcalins ;

– pour ce qui intéresse les terrains récents, il faut noter les travaux de F. Orszag-Sperber et M.-D. Pilot (1976) et de F. Orszag-Sperber (1978) sur le Miocène de Corse.

Les levés cartographiques de ces différents auteurs sont consignés dans la carte géologique de la Corse au 1/250 000, publiée en 1980 par P. Rossi, J. Rouire et collaborateurs.

---

<sup>1</sup> Rédaction J.-B. Orsini.

Plus récemment, il faut signaler les travaux de M. Vittori (1984) sur les fossés paléogènes de Corse méridionale, ceux de M. Arnaud *et al.* (1989), M. Ferrandini *et al.* (2003) et F. Galloni (2003) sur le Miocène en Corse, ainsi que la publication par le BRGM des cartes géologiques limitrophes de celle de Sotta – Bonifacio :

- la coupure Roccapina à l'Ouest (Marre *et al.*, 1986), dont il faut souligner l'intérêt sur le plan de l'architecture des principaux corps intrusifs ;
- celle de Porto-Vecchio au Nord (Rouire *et al.*, 1993), remarquable par l'importance de son système filonien tardi-orogénique.

#### CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE GÉOLOGIQUE : MOYENS ET MÉTHODES

##### Terrains anciens<sup>1</sup>

Dans cette région du Sud de la Corse, très peu peuplée, le levé cartographique détaillé des terrains anciens est rendu très difficile à cause de la présence d'un maquis omniprésent, extrêmement dense. En dehors de rares sentiers encore praticables, il ne permet aucune progression. C'est le cas, par exemple, sur le plateau d'Arapa dont seules les bordures sont accessibles. Dans la zone montagneuse de Cagna, au-dessus de 900 m, là où le maquis se raréfie, on se heurte à l'absence de voies d'approche et à l'isolement total dans un paysage au relief extrêmement tourmenté. Dans certains secteurs : Sud de l'Uomo di Cagna, Punta di Castellone, Plateau d'Arapa, l'étude stéréoscopique des photos aériennes a été largement utilisée et les contours sont naturellement donnés comme « supposés ».

Pour ce qui concerne *le domaine des granitoïdes*, domaine le plus étendu, nous avons procédé de façon extrêmement classique en nous efforçant d'identifier, de la façon la plus fine possible, les différents faciès (observations macroscopiques et microscopiques, complétées par l'analyse géochimique des principaux termes identifiés. 48 échantillons ont été analysés au laboratoire de géochimie du BRGM, Orléans : par fluorescence X pour les éléments majeurs, ICP-AES pour les éléments de transition, et ICP-MS pour les autres traces dont les Terres Rares). Ceci a permis, avec d'une part, l'étude des contacts entre les ensembles pétrographiques reconnus et d'autre part, l'analyse des structures magmatiques plano-linéaires anté-solidus :

- d'individualiser les différentes intrusions en présence ;
- d'en montrer la diversité en termes de composition, d'organisation interne, d'architecture, de niveau de mise en place ;

---

<sup>1</sup> Rédaction J.-B. Orsini.

- d'établir une chronologie relative des principales intrusions, en partie contrôlée par quatre mesures de géochronologie (méthode SHRIMP-U-Pb sur zircon) ;
- d'en donner les caractéristiques géochimiques afin d'identifier le/les type(s) de suites magmatiques auxquelles appartiennent ces massifs, d'envisager l'origine des magmas impliqués ;
- et donc, *in fine*, de retracer l'histoire détaillée de la construction du batholite dans l'Extrême-Sud corse.

Nous avons utilisé aussi l'analyse de l'anisotropie de la susceptibilité magnétique des granitoïdes. Méthode (ASM) qui a remarquablement complété l'analyse structurale de terrain avec la mise en évidence de très belles structures planaires et linéaires ; une méthode particulièrement efficace dans les granitoïdes leucocrates où la rareté, voire l'absence de marqueurs, rend les mesures de terrain aléatoires, voire impossible (Gattacceca *et al.*, 2004).

Pour la clarté du texte, chaque intrusion est décrite selon l'ordre chronologique de mise en place. Pour chaque pluton, le même plan d'ensemble est respecté :

- caractères généraux ;
- caractéristiques pétrographiques et minéralogiques du/des faciès constitutifs ;
- caractéristiques géochimiques ;
- organisation d'ensemble du pluton.

Jusqu'à ces dernières années, l'analyse **du système filonien** post-batholite n'a intéressé que de façon très marginale la communauté des chercheurs. Suite à un premier essai sur la carte Calvi 1/50 000 (Fumet-Humbert *et al.*, 1986) et la publication des travaux de l'équipe du Professeur G. Traversa (2003) portant sur l'ensemble du système filonien corso-sarde, il nous a paru nécessaire d'en pousser l'analyse, tant sur le plan de la cartographie que sur celui de la pétrologie. Nous avons pour cela procédé de la façon suivante :

- repérage d'un maximum de dykes en utilisant tout à la fois, l'imagerie satellitaire, la photo aérienne et tout naturellement les levés de terrain ; plus de 450 dykes ont été ainsi recensés ;
- échantillonnage d'un maximum d'entre eux (350 environ), dans le but de définir, à l'échelle macroscopique, les principaux types pétrographiques, tout en limitant, autant que faire se peut, les erreurs d'échantillonnage ;
- contrôle de ce premier découpage par l'analyse microscopique de quelques 260 lames minces ;
- *in fine*, sélection de 73 échantillons destinés à la caractérisation géochimique des principaux types pétrographiques préalablement définis (analyses effectuées

au CRPG-SARM de Nancy ; par ICP-AES pour les 11 éléments majeurs et par ICP-MS pour les 43 éléments en traces).

Cette étude a permis :

- de mettre en évidence, au plan régional, la très grande diversité de ce magmatisme fissural bimodal avec la caractérisation de onze associations magmatiques de nature et d'origine différentes ;
- d'obtenir une première image de l'organisation d'ensemble du complexe filonien pour l'Extrême-Sud Corse et son prolongement dans le Nord Sardaigne (*cf.* les fig. 30, hors texte et 31 dans la partie « Description des terrains »).

### **Causse miocène de Bonifacio<sup>3</sup>**

Les terrains miocènes concernent, à terre, une petite partie de la carte. De forme triangulaire, le causse occupe une surface de 25 km<sup>2</sup>. C'est une structure tabulaire de 80 m NGF d'altitude moyenne. Le point culminant, 145 m, se situe au Nord de l'affleurement miocène, au niveau de Rotonda.

En raison de la végétation sur le Causse et dans les vallées, les affleurements sont limités au littoral. La méthodologie mise en œuvre a consisté en des levés de coupes, des déterminations de microfaciès en lames minces et en lavages, et des analyses lithostratigraphiques (unités et surfaces remarquables). Le calage biostratigraphique a été obtenu à partir de l'étude des foraminifères planctoniques et des miogypsiniés (Ferrandini *et al.*, 2010). Les paléoenvironnements ont été reconstitués (Ferrandini *et al.*, 2002). Les corrélations de proche en proche ont ainsi permis de reconnaître trois formations. À la base, une série volcano-sédimentaire continentale, la formation de Balistra, puis deux formations marines : la formation de Cala di Labra surmontée de la formation de Bonifacio.

Entre 1999 et 2005, plusieurs campagnes océanographiques françaises et italiennes menées par le BRGM et les universités de Corse et de Cagliari, ont eu comme objectif une reconnaissance des Bouches de Bonifacio par des méthodes géophysiques et des prélèvements. Les unités sismiques mises en évidence sont corrélées avec les formations cartographiées à terre (Santiago, 2010).

À Balistra, dans la formation éponyme, un niveau volcanique daté entre 17,8 et 20,73 Ma suivant les auteurs (*cf.* tabl. 3), a fait l'objet de mesures paléomagnétiques (Gattacceca, 2001).

---

<sup>3</sup> Rédaction J. et M. Ferrandini

Pour quantifier la morphologie du toit du granite, dans un but hydrogéologique, il a été réalisé, en collaboration avec le BRGM, une campagne de sondages électriques et sondages RMP (Dörfliger *et al.*, 2002). La morphologie du toit du granite a été ainsi établie (*cf.* fig. 87).

Au cours des années 2007 et 2008, deux forages profonds ont été réalisés à 2 km au Nord-Est de la ville de Bonifacio. L'objectif était de traverser l'ensemble de la série sédimentaire du Miocène pour atteindre le substratum granitique et d'y reconnaître les différents aquifères. L'étude litho-stratigraphique des cuttings de ces forages a permis de construire des coupes (*cf.* fig. 75) qui ont été validées par d'autres forages réalisés au début de l'année 2010.

## **Géologie du plateau continental des Bouches de Bonifacio<sup>2</sup>**

En dépit de leur situation clé, les Bouches de Bonifacio n'avaient fait l'objet que de peu de reconnaissances antérieures, tant du point de vue de la morphologie et de la sédimentation récente, que du substratum géologique. Les reconnaissances antérieures avaient été limitées à des levés de sismique réflexion et de rares prélèvements dont un avait montré la présence de séries miocènes à l'affleurement au centre des Bouches (Genesseaux, 1972 ; Genesseaux *et al.*, 1977, 1989 ; Thomas, 1986 ; Thomas et Genesseaux, 1986).

Au cours de la dernière décennie, le détroit des Bouches de Bonifacio a fait l'objet de plusieurs campagnes de levés géophysiques et de cartographie de la nature des fonds. La carte des fonds meubles et des formes sédimentaires a été élaborée à partir des travaux et des cartes établies dans le cadre d'un projet de recherche Interreg 3A réunissant les universités de Corse, de Cagliari et le BRGM (Pluquet, 2006), en prenant en compte les travaux antérieurs réalisés sur des domaines plus restreints, aussi bien dans les petits fonds (Pasqualini, 1997) qu'à des profondeurs plus importantes (Bellan *et al.*, 1961, 2001).

Les sédiments meubles ont été cartographiés grâce à des techniques d'investigation complémentaires : imagerie acoustique, prélèvements de sédiments, carottages, observations par vidéo sous-marine, photographies aériennes. Les données de plomb suiffé issues des levés anciens du SHOM (1884 à 1891) ont également été prises en compte (Pluquet *et al.*, 2004). Les différents faciès de fonds meubles ont été représentés sur la carte selon la classification de J.-M. Pérès et J. Picard (1964). Les principales caractéristiques des grands ensembles sédimentaires sont ici reprises depuis les faciès proximaux jusqu'aux faciès les plus distaux.

---

<sup>2</sup> Rédaction P. Guennoc.

La cartographie transfrontalière des sédiments meubles a été réalisée par F. Pluquet et P. Guennoc, avec la collaboration de P. Orrù, G. Puliga et M. Pintus, à partir de cartes existantes (Pluquet, 2006). Ce projet a permis la synthèse de nombreuses données recueillies au cours de diverses campagnes océanographiques françaises et italiennes menées par le BRGM et les universités de Corse et de Cagliari (Kyrnos 76, Bocca 99, Geocorse 2003, Bocche 2003). Plus récemment, cette cartographie a été précisée grâce à la réinterprétation de plusieurs profils sismiques et à la corrélation établie entre les unités sismiques et les formations reconnues à terre (Santiago, 2010).

La cartographie de la nature du substratum géologique a été établie par P. Guennoc, J. Ferrandini et J.-P. Rehault à partir de reconnaissances géophysiques réalisées par l'université de Corse, l'université de Bretagne occidentale (IUEM Brest) et le BRGM dans le cadre des campagnes Bocca 99, Bocca 2000 et Geocorse 2003 avec le support des moyens nationaux de l'INSU (navire Tethys II).

Les données de sismique réflexion recueillies ont permis de reconnaître les faciès acoustiques des unités géologiques présentes dans les Bouches de Bonifacio. Les diverses tentatives d'échantillonnage réalisées durant la campagne Geocorse 2003 puis par plongeurs n'ont pas permis de recueillir d'échantillons des unités indurées en raison, soit d'un léger recouvrement sédimentaire, soit d'une cimentation des divers affleurements par des encroûtements carbonatés récents qui empêchent tout prélèvement direct des séries géologiques un peu indurées.

La morphologie des fonds a été analysée à partir des modèles numériques de terrain établis à partir des sondes hydrographiques du SHOM dans la partie française d'une part et des levés au sondeur multifaisceaux réalisés dans le cadre de la campagne Bocche 2003 pour la partie italienne d'autre part.

## **GRANDS TRAITÉS GÉOLOGIQUES DE L'EXTRÊME-SUD CORSE**

### *HISTOIRE LOCALE ANTÉ-BATHOLITIQUE*

Classiquement, le domaine corso-sarde est considéré comme une coupe transversale exemplaire de la zonation orogénique varisque (Carmignani *et al.*, 1994) et ceci depuis les zones externes du Sud – Sardaigne jusqu'au domaine interne représenté par la Sardaigne septentrionale et la Corse, en passant par une zone intermédiaire, dite zone des nappes. Un vaste complexe cristallin anté-mésozoïque, formé dans un contexte géodynamique de subduction/collision entre le microcontinent Armorica (dont on retrouve la trace dans les secteurs de

Galéria et du Tenda en Corse du nord) et la marge nord gondwanienne limitée à l'Extrême-Sud sarde (Rossi *et al.*, 2009).

En Corse, les formations métamorphiques ont été très fortement démembrées par la mise en place du batholite granitique permo-carbonifère. Elles ne sont plus représentées que par des témoins isolés et dispersés au sein des plutonites. Ces septa sont, pour l'essentiel, représentatifs du secteur interne par rapport à la zonation orogénique. Il s'agit de métamorphites de haut degré (faciès amphibolite à granulite) auxquelles sont souvent associés des boudins éclogitiques. L'analyse des principaux panneaux montre des évolutions P-T-t contrastées et symptomatiques de contextes géologiques différents (Menot et Orsini, 1990).

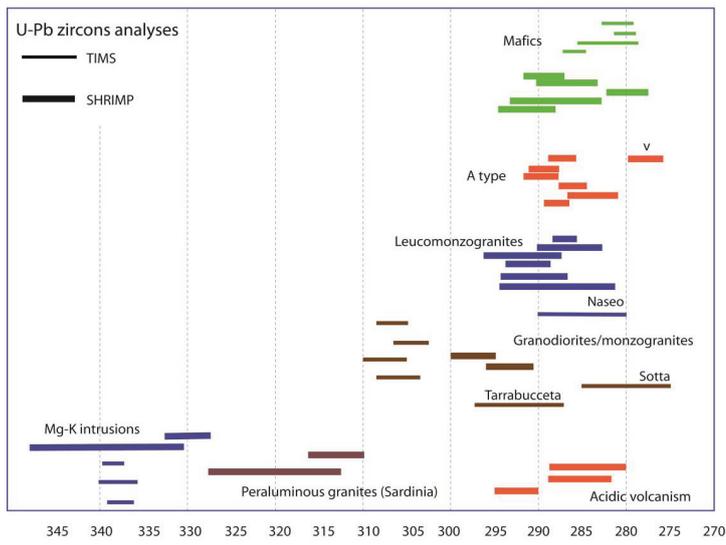
Sur la coupure Sotta – Bonifacio, ces terrains sont très peu présents. Le seul gisement d'importance plurikilométrique se situe à l'extrême Nord-Est de la carte, dans la presqu'île de la Chiappa et l'archipel voisin des Cerbicale. L'orthogneiss de Biancone y constitue l'essentiel des formations métamorphiques. Il s'agit d'un métagranite magnésio-potassique fortement peralumineux dont le protolite a été daté de l'Ordovicien moyen : 463 ±14/-11 Ma. Un événement magmatique à relier, très probablement, à la phase de rifting ordovicienne.

## *HISTOIRE BATHOLITIQUE*

### **Généralités sur le batholite**

Le batholite corso-sarde représente dans cette région l'élément majeur de la Chaîne Varisque. À lui seul, il recouvre plus de 90 % des affleurements anté-mésozoïques. Suite aux travaux de B. Bonin (1980), J.-B. Orsini (1980), P. Rossi (1986), P.-J. Vellutini (1977), le batholite corse apparaît comme un ensemble extrêmement composite, mis en place aux temps permo-carbonifères, et dans lequel il est classique de distinguer trois grandes associations magmatiques se succédant dans le temps :

- l'association magmatique plutonique calco-alkaline magnésio-potassique (U1) ;
- l'association magmatique volcano-plutonique calco-alkaline *s.s.* (U2) qui elle-même se décompose en deux grands événements :
  - (U2a) : mise en place de plutonites monzogranodioritiques et de vulcanites (andésites-ignimbrites) auxquelles succèdent,
  - (U2b) : un plutonisme leucomonzogranitique ;
- l'association magmatique volcano-plutonique d'affinité alcaline à hyperalkaline (U3) ;



**Tabl. 1 - Tableau synthétique rassemblant l'ensemble des âges obtenus par la méthode U/Pb sur les intrusions du batholite corse**

– le tout se terminant par la mise en place d'un très important complexe filonien.

Des travaux plus récents, axés pour l'essentiel sur les aspects géochimiques et géochronologiques, ont permis de préciser le modèle (Rossi et Cocherie, 1991 ; Cocherie *et al.*, 1994 ; Paquette *et al.*, 2003 ; Cocherie *et al.*, 2005 ; Traversa *et al.*, 2003) et de resituer ainsi le batholite dans le cadre plus vaste de la chaîne hercynienne pour ce qui concerne sa branche méridionale (Rossi *et al.*, 2009). Suite à ces travaux et principalement grâce à l'apport de nouvelles et précises datations U/Pb sur zircon par les méthodes (ID), (TIMS) et (SHRIMP), il apparaît que l'activité magmatique permo-carbonifère en Corse n'est pas le simple reflet de l'évolution thermique en continu d'une croûte préalablement épaissie. Bien au contraire, l'ensemble des travaux s'accorde pour y voir une activité discontinue, marquée par des épisodes d'assez courte durée, en réponse aux différents événements thermiques et tectoniques majeurs qui caractérisent l'histoire la Chaîne Varisque sur sa transversale corso-sarde (*cf.* tabl. 1).

L'épisode magmatique le plus précoce (U1) apparaît au Viséen, entre 347 et 333 Ma. Un épisode qui se situe, sur le plan géodynamique, dans un stade fini-à post-collision. Il s'agit de plutonites magnésio-potassiques de composition intermédiaire à acide : quartz-monzonites, granites monzonitiques, géographiquement circonscrites au Nord-Ouest de l'île, et qui se sont mises en place dans un contexte en compression, à l'intérieur d'une croûte migmatitique sous la forme de feuillets sub-verticaux, orientés N-S (Laporte *et al.*, 1991). Des roches mafiques ultra-potassiques leur sont intimement associées, laissant supposer l'implication de matériaux mantelliques dans la genèse de ces roches. À noter aussi, la production, en Balagne, au cours de ce même épisode, de granites alumineux. L'ensemble de ces granitoïdes scelle la suture éovarisque, trace de la collision en Corse septentrionale.

Après une période de calme d'environ 20 Ma sur le plan igné, l'activité magmatique reprend avec la production de roches calco-alkalines *s.s.* classiquement regroupées dans l'ensemble (U2a). Au cours de ce nouvel épisode carbonifère terminal, nettement post-collision, dont la durée peut être estimée à 10 Ma (entre 310 et 300 Ma), se mettent en place de très nombreux plutons de composition globalement monzogranodioritique à biotite ± amphibole, tous structurés selon une direction majeure NW-SE et à un niveau structural moins profond que ceux de l'épisode précédent. Des roches mafiques leurs sont intimement associées. De composition tholéïtique à l'origine, elles ont acquis secondairement une affinité calco-alkaline en liaison avec des processus de mélange. Ces plutons constituent l'essentiel du batholite dans ses parties centrale et méridionale. En Corse du Nord, des laves andésitiques, rhyolitiques, et des pyroclastites leur sont associées. Un important essaim de dykes, interprétés comme des cheminées d'alimentation des vulcanites, recoupe les intrusions MgK antérieures vers 304-306 Ma. Tous ces matériaux granitiques

d'affinité strictement calco-alcaline se seraient mis en place dans un contexte en extension, interprété comme le reflet de l'affaissement tardi-orogénique de la chaîne plissée (Lardeaux *et al.*, 1994). Les granites de type alumineux ne sont pas connus en Corse au cours de cet épisode. À noter que des plutons de ce type ont été décrits dans le Centre-Nord de la Sardaigne.

Une nouvelle et très importante pulsion magmatique se développe au Permien inférieur. D'une durée de 15 Ma environ, ce troisième épisode (compris entre 293 et 278 Ma) se caractérise par la production de magmas d'affinités géochimiques différentes. Il s'agit tout à la fois de la mise en place, pour l'essentiel en contexte sub-volcanique :

- des plutons leucomonzogranitiques de l'ensemble (U2b) ; plutons dont la mise en place est guidée par les décrochements tardi-varisques de direction NE/SW ;
- d'intrusions de roches mafiques d'affinité tholéitique dont l'injection peut être ou non synchrone des plutons précédents ;
- des complexes annulaires volcano-plutoniques alcalins/hyper-alcalins ;
- du magmatisme hypo-abysal fissural ; ce dernier, présent sur l'ensemble du domaine corso-sarde, se caractérise par son caractère bimodal avec :
  - un pôle basique dans lequel il a été distingué trois séries de basaltes et roches associées, d'affinités tholéitique, transitionnelle et alcaline,
  - un pôle acide constitué par des termes rhyolitiques de composition peralumineuse, métalumineuse et peralcaline.

Ce troisième et dernier épisode, qui se produit en contexte de forte distension au Permien inférieur, clôt l'activité magmatique varisque. Il se distingue des épisodes antérieurs par la très grande variété des magmas produits et leur mise en place dans les parties hautes à superficielles de la croûte.

### **Construction du batholite dans l'Extrême-Sud corse**

Dans l'ensemble granitique que constitue l'Extrême-Sud corse et son prolongement dans le Nord Sardaigne, un grand nombre de corps intrusifs ont été mis en évidence (fig. 5, hors texte). Les matériaux qui constituent ces différents plutons appartiennent tous à l'association calco-alcaline *s.s.*

### **Rappel des caractéristiques pétrographiques, minéralogiques et chimiques majeures des granitoïdes de l'association calco-alcaline**

Cette association plutonique se distingue très nettement de l'association magnésio-potassique, à la fois par les caractères pétrographiques, minéralogiques et géochimiques des différents termes granitoïdes ainsi que par

la nature des roches basiques associées (Orsini, 1976-1980 ; Rossi, 1986 ; Laporte 1987 ; Rossi et Cocherie, 1991).

Sur le plan pétrographique, elle s'exprime par la suite tonalite-granodiorite-monzogranite leucocrate ; suite qui se traduit sur le plan modal par une lignée évolutive, nettement oblique sur celle des granitoïdes magnésio-potassiques marquée par la progression plus rapide du rapport feldspath alcalin-plagioclase au cours de la différenciation (Orsini, 1976-1980 ; Lameyre et Bowden, 1982).

Le plagioclase, très abondant dans les termes intermédiaires est de cristallisation précoce. Il montre toujours un zonage complexe, des figures de patchy-zoning et des associations extrêmement fréquentes de type synneusis. Sa basicité est élevée : d'environ (An 60-15) dans les termes tonalo-granodioritiques à (An 10-5) dans les termes les plus différenciés. L'amphibole verte suit de près la cristallisation du plagioclase ; tout comme la biotite, elle a un caractère nettement ferrifère. Les minéraux opaques s'expriment principalement sous forme de magnétite.

### **Les roches basiques associées aux granitoïdes calco-alcalins**

Les plutonites basiques sont bien connues dans la partie calco-alcaline *s.s.* du batholite corso-sarde. Ph. Rossi (1986) y distingue deux sub-séries :

- une sub-série dite « peu hydratée » montrant un fort enrichissement en fer, symptomatique des évolutions tholéïtiques et où l'orthopyroxène est omniprésent ;
- une sub-série dite « hydratée », à tendance calco-alcaline caractérisée par la présence d'amphibole toujours très abondante, l'affinité calco-alcaline étant ici acquise secondairement suite à des processus de mélange.

Sur la feuille Sotta – Bonifacio – Santa Teresa di Gallura, seule la sub-série « hydratée » est présente. Elle y est largement représentée sous forme de septa de taille généralement décamétrique, exceptionnellement kilométrique (Sotta). Il s'agit de corps plutoniques dont la mise en place est toujours synchrone de celle des granitoïdes auxquels ils sont intimement associés. On y observe des roches de composition basique à intermédiaire (gabbro-diorite-tonalite) d'affinité calco-alcaline. Des roches qui sont plus ou moins fortement hybridées par les magmas acides encaissants et qui montrent des liens minéralogiques et structuraux extrêmement étroits avec leurs matrices respectives.

### **Les grandes étapes de la construction du batholite**

#### **• Organisation régionale et mise en place des intrusions**

Pour la seule partie corse de la feuille, une quinzaine de plutons a été individualisé. Comme cela est bien connu dans la totalité de l'association calco-

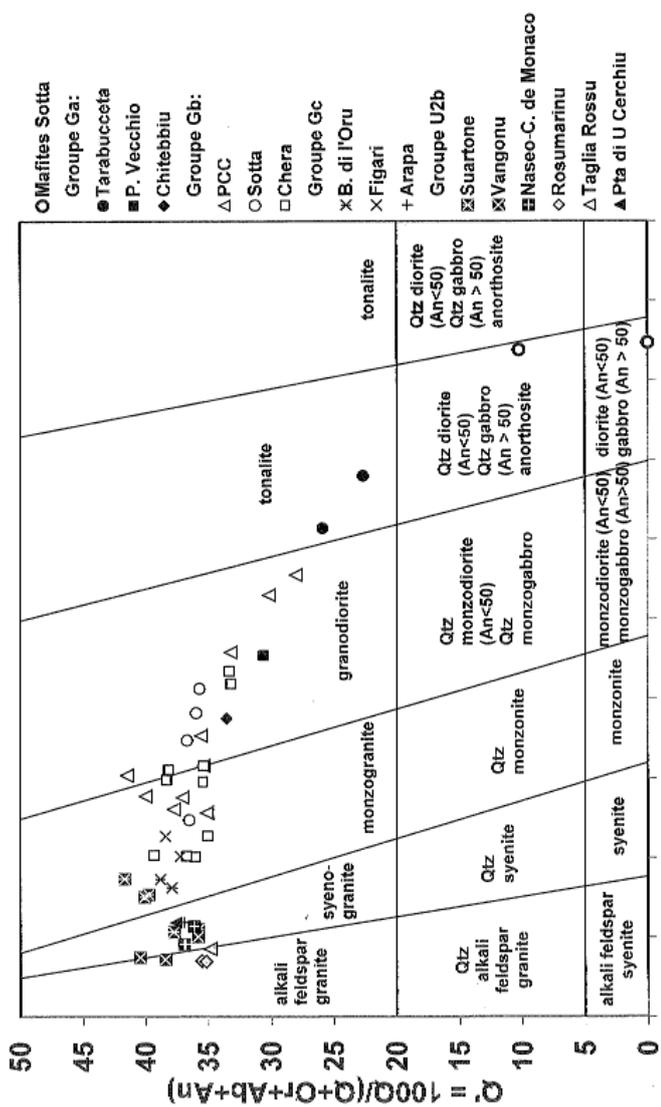


Fig. 6 - Les granitoïdes de Sotta - Bonifacio dans le diagramme Q'ANOR de A. Streckeisen et R.-W. Le Maitre (1979)

alcaline s.s. corso-sarde (Orsini, 1980 ; Marre *et al.*, 1981), ils se répartissent en deux grands ensembles (fig. 5, hors texte et 6).

**Un premier ensemble d'intrusions (U2a)** qui, de composition globalement tonalgranodioritique à monzogranitique, se caractérise par une structuration régionale très marquée selon une direction NW-SE. Cet ensemble très diversifié se subdivise lui-même, dans le secteur qui nous occupe, en trois groupes de plutons ; Ga-Gb-Gc compte tenu de leurs caractéristiques principales : composition, type de gisement, chronologie de mise en place.

**Un deuxième ensemble (U2b)** constitué exclusivement de monzogranites leucocrates très siliceux. Les intrusions qui constituent cet ensemble, disposées selon la direction NE-SW, recoupent de façon quasi-orthogonale les précédentes.

#### *Les intrusions de l'ensemble U2a orientées NW-SE*

Le groupe Ga est formé par les trois plutons de Tarrabucceta, de Porto-Vecchio et de Chitebbiu. Recoupés par les intrusions du type Gb, ils représentent l'évènement magmatique le plus ancien. Ces intrusions précoces ont une composition très homogène, de type intermédiaire : tonalitique ou granodioritique (fig. 6), l'amphibole verte y étant toujours présente à côté de la biotite. Ces roches plagioclasiques sont à grain moyen ; elles ne présentent jamais de feldspath alcalin en phénocristaux. Les enclaves microgrenues sombres y sont très abondantes. L'intrusion de Tarrabucceta a été datée de  $292 \pm 5$  Ma.

Le groupe Gb rassemble trois autres intrusions : celles de Pianotolli-Caldarello-Chevanu (PCC), de Chera et de Sotta. Il s'agit toujours d'intrusions différenciées, présentant pour la plupart un large éventail de compositions depuis des granodiorites à biotite et amphibole verte jusqu'à des monzogranites leucocrates (fig. 6). Ces différentes roches sont toujours à gros grain et présentent toutes des phénocristaux de feldspath alcalin, voire même des macrocristaux.

Les intrusions Gb se distinguent donc parfaitement de celles du groupe précédent à la fois par leur texture, leur caractère différencié, leur composition d'ensemble plus siliceuse et alcaline et par leur chronologie de mise en place.

Très vastes à l'affleurement, elles constituent au niveau d'érosion actuel, l'ossature de cette partie du batholite. Elles affichent une très belle organisation d'ensemble se traduisant par une structuration marquée à toutes les échelles d'observation.

Les plans de la fluidalité magmatique apparente sont orientés de façon constante NW-SE avec des pendages moyens à faibles et sont accompagnés par une linéation sub-horizontale ou légèrement pentée de même orientation. Il faut

noter, à l'échelle régionale, la très bonne concordance entre l'orientation NW-SE des structures internes (planaires et linéaires) et les contacts magmatiques qui séparent les intrusions connexes ou encore les différents faciès d'une même intrusion. Le repérage de tous ces éléments structuraux anté-solidus permet de caractériser l'architecture des plutons ; ils montrent tous des gisements en feuillets monoclinaux orientés NW-SE et plus ou moins extravasés en nappes faiblement à moyennement pentées au Sud-Ouest ou au Nord-Est.

Dans les zones de contact entre les différents corps intrusifs Gb, aucune figure caractéristique d'un contraste thermique ou rhéologique (faciès à grain fin de bordure, bréchification des magmatites) n'a été observée ; ce qui amène à penser que les intrusions successives connexes : PCC, Chera, Sotta se sont mises en place dans un laps de temps très court : autour de 307 Ma compte tenu des âges obtenus sur des intrusions équivalentes situées sur les feuilles voisines de Sartène et Roccapina ( $313 \pm 9$  Ma ; Cocherie 1984) ; ( $302 \pm 10$  Ma ; Cocherie *et al.*, 1992) ; ( $307,1 \pm 6,4$  Ma ; Paquette *et al.*, 2003). Les discordances entre les structures planaires propres à chaque pluton permettent de proposer un essai de chronologie relative.

Le mécanisme d'intrusion de ces plutons Ga-Gb pourrait être celui d'un assemblage incrémental *in situ*, par injections successives de magma, le long de fractures crustales orientées NW-SE dans le cas présent, suivies d'un étalement progressif dans un plan plus ou moins faiblement incliné et ceci en fonction des apports magmatiques successifs expliquant le caractère fréquemment zoné de ces intrusions (Lagarde *et al.*, 1992 ; Barbey *et al.*, 2008).

La mise en place des plutons, entre 310 et 300 Ma environ, est relativement tardive dans l'histoire de la chaîne. Elle s'est effectuée sous une épaisseur de croûte qui peut être estimée entre 9 et 12 km (soit sous  $3 \pm 1$  à  $4 \pm 1$  kb d'après Rossi et Cocherie, 1991), au sein de formations métamorphiques méso- à infracrustales correspondant à la zone interne de la Chaîne varisque sur la transversale corso-sarde en cours de désépaissement.

Les plutons de Figari-Arapa et de Bocca di L'Oro constituent le nouveau groupe Gc. Reconnus uniquement sur la coupure Sotta – Bonifacio – Santa Teresa di Gallura, ils représentent un nouvel épisode intrusif original. Ces deux plutons, structurés comme les précédents selon la même direction de contrainte régionale NW-SE, se sont mis en place postérieurement à ces derniers. Ils s'en distinguent par leur composition homogène de granites monzonitiques leucocrates et siliceux (fig. 6), leur caractère subvolcanique marqué à la fois par leur texture à grain fin, la présence de filonets et d'amas aplito-pegmatitiques, d'abondantes cavités miarolitiques. À noter de plus, dans Figari-Arapa, l'existence d'un haut de coupole à texture aplitique se prolongeant par un chevelu filonien au niveau des roches encaissantes. Ces deux plutons se sont manifestement mis en place sous les mêmes contraintes tectoniques régionales

que ceux des deux groupes précédents, mais dans un niveau plus élevé de la croûte, probablement dans un environnement déjà en partie érodé suite à la poursuite du processus de désépaississement post-collision. Les intrusions monzogranitiques de Miluccia et du Scudo, situées respectivement sur les coupures au 1/50 000 Sartène (Marre *et al.*, 1985) et Ajaccio (Rossi et Rouire, 1986) pourraient, de notre point de vue, appartenir à ce groupe Gc.

#### ***Les intrusions de l'ensemble U2b orientées NE-SW***

L'édification du batholite se poursuit et se termine par la mise en place de plutons de granite hololeucocrate et très siliceux (fig. 6), de composition très homogène, pauvre en biotite. Cette dernière pouvant être accompagnée par un peu de muscovite et de grenat almandin-spessartine.

Le caractère fréquemment sub-volcanique de ces intrusions (grain fin, bordures figées, chevelu filonien aplito-pegmatitique, faciès miarolitiques), leur gisement en grandes ellipses allongées (ex. Suartone) ou en lames subverticales (ex. Tagliu Rossu) allongées selon une direction NE-SW, indiquent une mise en place à un niveau structural élevé, dans un bâti armé par les intrusions calco-alcalines antérieures et déjà fortement érodé et refroidi. Ces plutons, disposés selon la direction des grands accidents décrochants tardi-varisques (Arthaud et Matte, 1975), totalement discordants sur les structures antérieures, se sont mis en place dans un contexte tectonique nettement différent de celui des intrusions antérieures. Les intrusions en forme de lames cicatrifieraient des plans de cisaillements NE-SW alors que les grands plutons correspondraient au colmatage d'ouvertures plus importantes de même direction (Marre *et al.*, 1981).

Cet événement magmatique qui a affecté l'ensemble du domaine corso-sarde dans une période de temps comprise entre 293 et 280 Ma marque un changement radical dans le champ des contraintes régionales. C'est l'annonce de la très forte période de distension qui se développe pleinement aux temps permien avec la mise en place concomitante des structures annulaires alcalines (Bonin, 1980 ; Vellutini, 1977) en Corse centrale et septentrionale d'une part, et celle du très important magmatisme bimodal, de type fissural présent dans l'ensemble du domaine corso-sarde d'autre part. Ce magmatisme permien, associé à une tectonique en extension généralisée, pourrait être lié à l'ouverture de la paléo-téthys.

#### **• Les données géochronologiques**

Quatre échantillons provenant de plutons situés dans les principaux groupes d'intrusions successifs (de 1 à 4) ont été datés par la méthode U-Pb sur zircon (TIMS). Les résultats suivants ont été obtenus (voir données analytiques et diagrammes en annexe).

#### Intrusions du groupe U2a

1 - Sous-groupe Ga, intrusion de Tarrabucceta, échantillon 652 (le plus ancien en chronologie relative) :  $292 \pm 5$  Ma.

2 - Sous-groupe Gb, intrusion de Chera, échantillon 654 (654 plus ancien en chronologie relative que 655) :  $274,9 \pm 4,1$  Ma.

3 - Sous-groupe Gb, intrusion de Sotta, échantillon 655 :  $280 \pm 5,6$  Ma.

#### Intrusions du groupe U2b

4 - Intrusion de Naséo – Col de Monaco, échantillon 650,  $283,9 \pm 5,9$  Ma.

Aucun de ces quatre âges n'est défini par un grand nombre de points ; trois analyses pour deux échantillons et quatre analyses pour les deux autres (un point non pris en compte pour 654).

#### *Interprétation des résultats*

L'échantillon 654 a fourni un faible nombre de zircons dont certaines fractions se sont révélées riches en plomb commun. Malgré sa faible incertitude, cet âge absolu reste mal contraint avec un intercept inférieur à  $50 \pm 30$  Ma. La chronologie relative, établie sur le terrain, indique qu'il est plus ancien que l'échantillon 655. Les mesures géochronologiques demeurent néanmoins compatibles avec les observations de terrain si on prend en compte les intervalles d'incertitudes sur les deux mesures d'âges. Cet âge ne sera cependant pas pris en compte dans la discussion qui suit.

Les âges obtenus sur les intrusions de la feuille Sotta ont été reportés dans un tableau synthétique (tabl. 1) où figurent l'ensemble des âges obtenus par la méthode U-Pb sur les intrusions du batholite corse. On constate que :

- l'intrusion de Tarrabucceta s'inscrit bien dans le domaine des granodiorites-monzogranites si on compare son âge à ceux de la granodiorite de l'intrusion du Coscione datée à  $297 \pm 2$  Ma et à celle de l'intrusion de Bastelica datée à  $298 \pm 2$  Ma et enfin du monzogranite d'Ajaccio à  $294 \pm 3$  Ma (données U-Pb sur zircon (SHRIMP) de la feuille Bastelica, Ph. Rossi, communication orale) ;
- l'intrusion de Sotta est la plus jeune du groupe Gb. Elle livre un âge qui, se situant dans la fenêtre d'âge des intrusions de granites leucocrates U2b est difficile à interpréter ;
- l'intrusion de Naséo se place normalement dans la gamme d'âges des intrusions U2b de monzogranites leucocrates.

#### **• Caractéristiques géochimiques des différentes intrusions et groupes d'intrusions. Origine des magmas produits**

Quarante-huit échantillons représentatifs des granitoïdes permo-carbonifères de la carte géologique de Sotta – Bonifacio ont été analysés.

### **Évaluation de l'importance des processus d'altération**

Les échantillons ont été choisis exempts de traces d'altérations visibles à l'œil nu. En lame mince, des marques d'altérations deutéritiques et hydrothermales sont cependant observables (chloritisation, séricitisation, damouritisation, épidotisation, hématitisation, etc.), mais elles sont généralement discrètes. Il convient donc, avant de décrire les propriétés géochimiques des échantillons, d'évaluer l'importance de ces altérations.

À l'exception des gabbros de Sotta (942 et 943), tous les échantillons analysés présentent des pertes au feu basses, souvent inférieures à 0,50 % et ne dépassant jamais 1 %.

Cette absence d'hydratation importante est un indice d'altération faible.

Le rapport A/CNK ( $Al_2O_3/(CaO + Na_2O + K_2O)$ ) en proportions moléculaires (Shand, 1927) augmente au cours des processus d'altération. Tous les échantillons analysés sont métalumineux ou faiblement peralumineux, ce qui est là encore un indice d'altération faible.

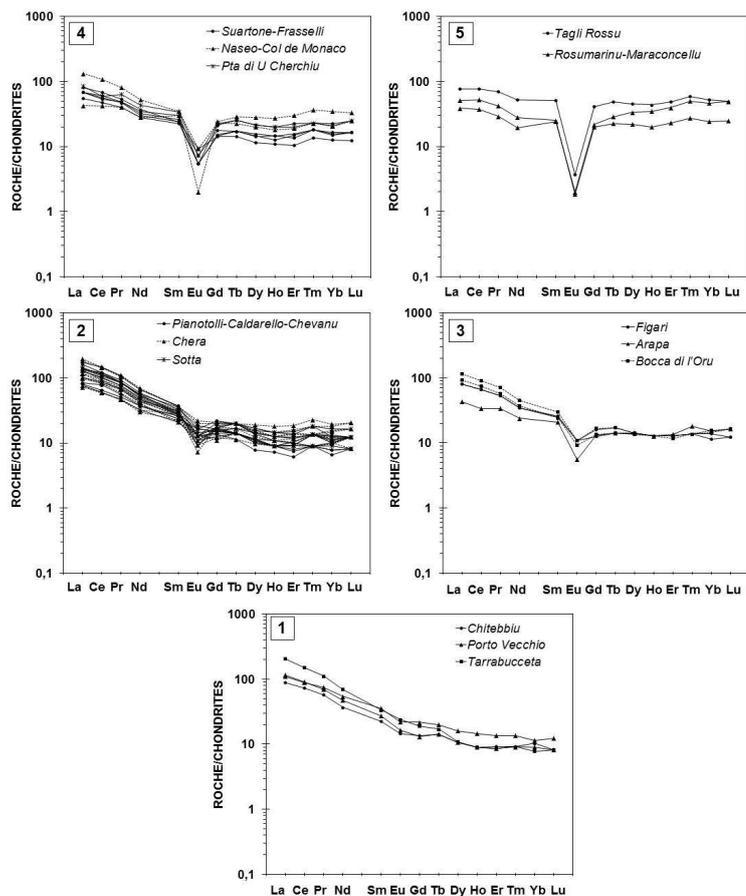
Dans le diagramme de C.-J. Hughes (1973) «  $(Na_2O + K_2O)$  vs  $100 K_2O/(Na_2O + K_2O)$  » tous les points représentatifs des échantillons se distribuent dans le champ des roches ignées saines, à l'exception du gabbro 942. Les oxydes alcalins, très sensibles aux altérations, n'ont donc pas dû être significativement mobiles.

L'uranium est un élément aisément mobile. Sa mobilité peut être vérifiée à l'aide du diagramme « Th/U vs La/Th » (Rudnick et Presper, 1990). Dans ce diagramme, les points représentatifs des échantillons de la région de Sotta – Bonifacio tombent tous dans le domaine des roches magmatiques saines. L'uranium non plus n'a pas été mobilisé par les processus d'altération.

D'autres vérifications ont été effectuées. Avec les tests rapportés ci-dessus, elles montrent que nos échantillons n'ont pas été altérés de manière significative et que leurs caractéristiques géochimiques reflètent essentiellement leur histoire magmatique.

### **Une seule suite « calco-alcaline » ?**

Dans le diagramme de nomenclature Q'-ANOR (fig. 6), les points représentatifs des échantillons dessinent un « chemin » relativement continu et étroit, allant des gabbros aux granites à feldspaths alcalins en passant par les tonalites, les granodiorites et les syénogranites. Dans ce diagramme, les enveloppes des massifs voisins se chevauchent donnant l'impression d'une suite plutonique continue.



**Fig. 7 - Spectres de Terres Rares normés aux chondrites des granitoïdes de Sotta – Bonifacio.** Dans la suite U2a → U2b (de 1 à 5) la somme des Terres Rares tend à baisser et l'anomalie négative en Eu à augmenter. Les spectres de Tagliu Rossu et de Rosumarinu-Maraconcellu sont des spectres de type « mouette » et présentent un effet tétrade

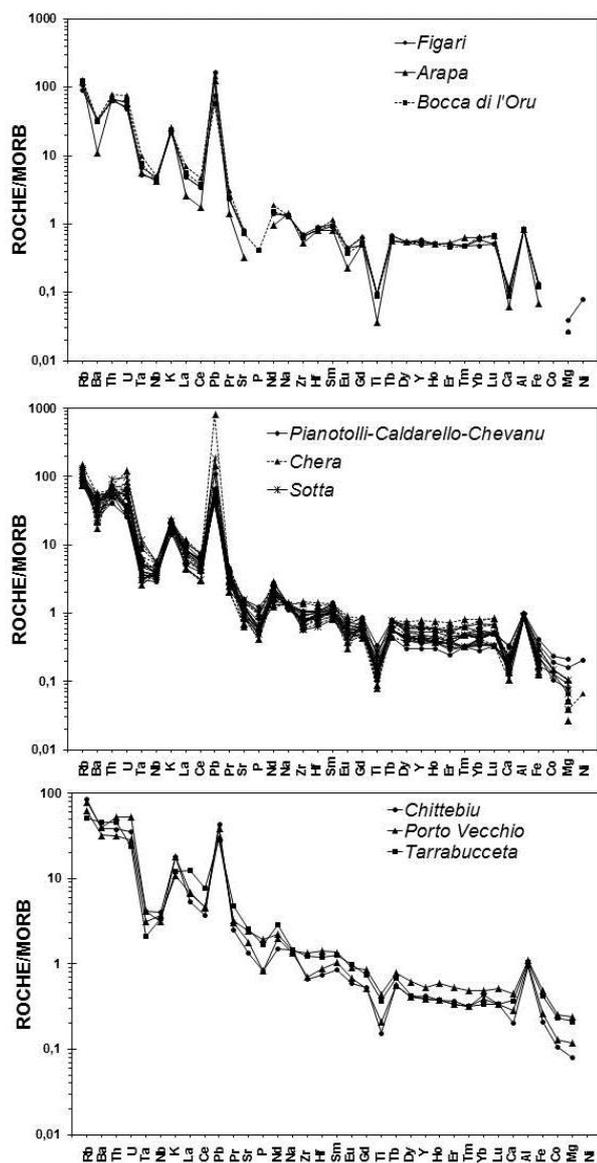


Fig. 8 - Spidergrammes normés aux MORB des granitoïdes de Sotta – Bonifacio (les gabbros ne sont pas représentés). L'absence de points indique que la concentration de l'élément correspondant est en-dessous du seuil de détection

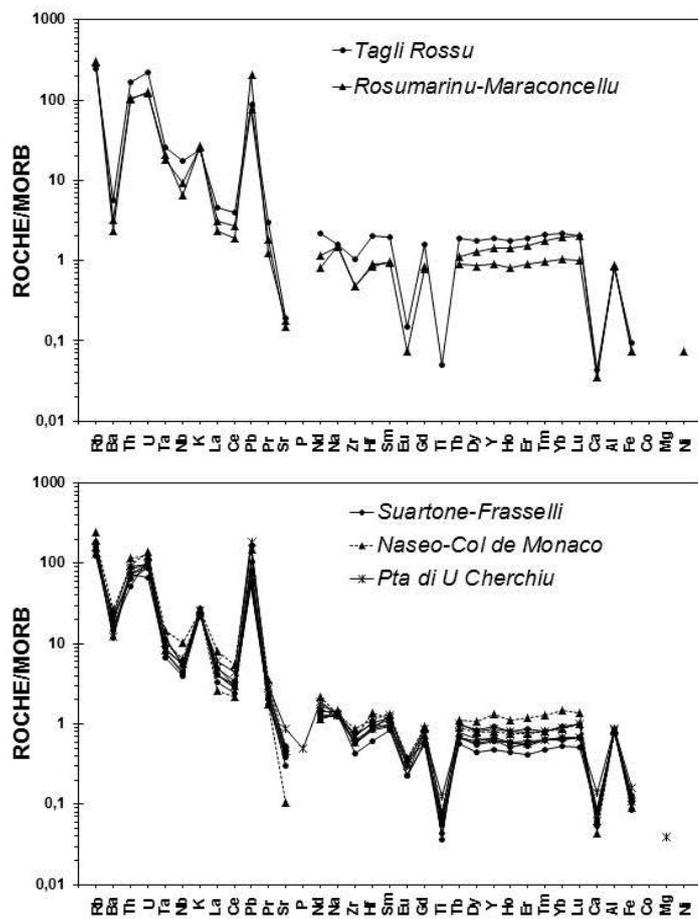
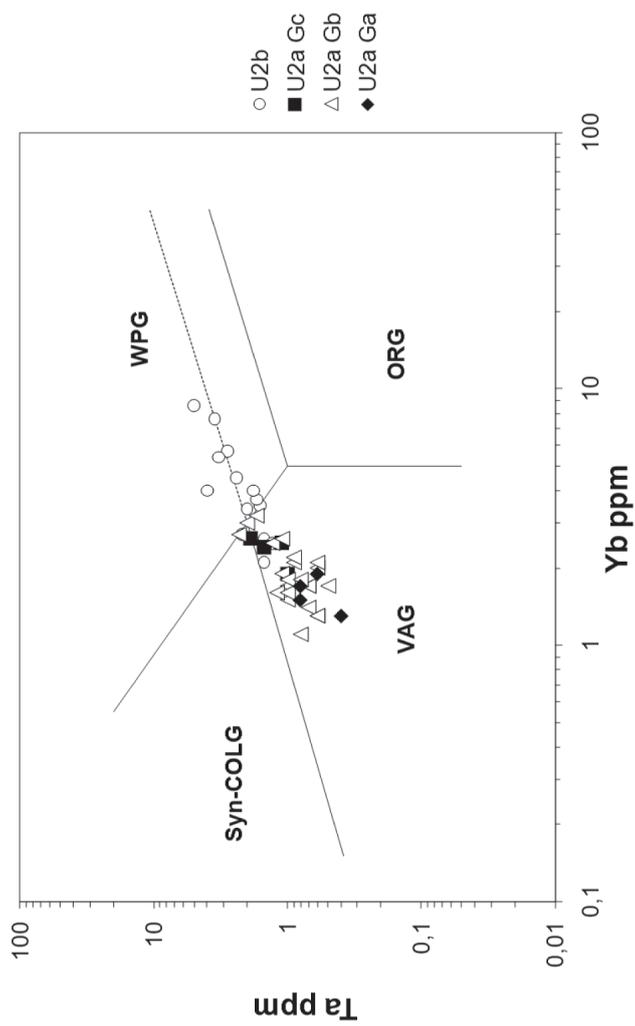


Fig. 8 (fin) - Spidergrammes normés aux MORB des granitoïdes de Sotta – Bonifacio (les gabbros ne sont pas représentés). L'absence de points indique que la concentration de l'élément correspondant est en-dessous du seuil de détection



**Fig. 9 - Diagramme discriminant de J.-A. Pearce et al. (1984). Les granitoïdes U2a se distribuent dans le champ des VAG. Les granitoïdes U2b, enracinés dans le champ des VAG se distribuent surtout dans le champ des WPG**

Au premier regard donc, les granites de Sotta – Bonifacio semblent appartenir à une seule suite magmatique. Sa position dans le diagramme Q'-ANOR est celle des suites calco-alcalines au sens large. On sait d'autre part que tous les échantillons sont metalumineux ou faiblement peralumineux et qu'ils sont pauvres en phosphore. Il s'agit donc de granites de type I, dont les liquides primaires sont issus de la fusion de sources ignées. *A priori*, tous ces granitoïdes peuvent donc être cogénétiques et appartenir à une suite engendrée dans un contexte de subduction.

Mais nous savons aussi que tous les massifs ne se sont pas mis en place en même temps ; dans le batholite corse, ceux du groupe (U2a) sont d'âge carbonifère supérieur (310-300 Ma) alors ceux du groupe (U2b) sont d'âge permien inférieur (293-278 Ma). Nous savons aussi qu'au moment de leur mise en place, la subduction n'était plus active. D'où vient donc l'indéniable air de famille des différentes intrusions de la feuille de Sotta – Bonifacio ?

### **Les intrusions (U2a)**

#### *Les intrusions du groupe (Ga)*

Les intrusions du groupe (Ga) (Tarrabucceta, Porto-Vecchio, Chitebbiu) sont constituées de tonalites et de granodiorites assez primitives. Elles sont metalumineuses à légèrement peralumineuses, magnésiennes, calciques et moyennement potassiques (Medium-K), avec  $K_2O/Na_2O < 1$ . Les spectres de REE des (Ga) (fig. 7) sont régulièrement fractionnés, sans anomalies négatives en Eu significatives, et avec un facteur d'enrichissement de l'Yb par rapport aux chondrites légèrement inférieur à 10. Les spidergrammes normés au MORB sont de type calco-alcalin au sens large (fig. 8), caractérisés par des anomalies négatives modestes, en particulier Ba/Ba\* et Eu/Eu\* sont à peine marquées. Les LILE présentent des concentrations faibles et Rb/Sr est inférieur à 1.

Les roches de ces massifs sont peu évoluées, en particulier les feldspaths n'ont pas encore commencé à se séparer efficacement des liquides magmatiques. D'après leur position dans les diagrammes discriminants de J.-A. Pearce *et al.* (1984) (fig. 9), ces tonalites et granodiorites sont des « Volcanic-arc granites » (VAG).

#### *Les intrusions du groupe (Gb)*

Les massifs du groupe (Gb) (Pianatolli-Caldarello-Chevanu, Chera, Sotta) sont des corps intrusifs constitués de granodiorites et de monzogranites, plus évolués dans l'ensemble que les massifs (Ga). Des gabbros calco-alcalins accompagnent cependant la mise en place de ces intrusions, sans que l'on puisse établir (comme c'est le cas dans l'intrusion de Sotta) une filiation certaine entre ces gabbros et les granodiorites.

Les intrusions montrent une certaine diversité, allant des granodiorites pauvres en silice (67 % de  $\text{SiO}_2$ ) aux monzogranites felsiques avec  $\text{SiO}_2 > 75$  %. Les produits les moins acides de ces intrusions sont généralement métalumineux, magnésiens, calciques et medium-K, avec  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} < 1$  et  $\text{Rb}/\text{Sr} < 1$ , alors que les produits les plus acides sont généralement légèrement peralumineux, ferrifères, calco-alcalins et riches en K, avec  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} > 1$  et  $\text{Rb}/\text{Sr} > 1$ . Cependant tous les échantillons, même les plus acides, sont non fractionnés et riches en Ca. Les spectres de REE des (Gb) (fig. 7) sont régulièrement fractionnés, avec des anomalies négatives en Eu variables et avec un facteur d'enrichissement de l'Yb par rapport aux chondrites compris entre 5 et 15. Ces spectres rappellent les spectres des granitoïdes Ga avec pour principales différences des anomalies négatives en Eu pouvant être plus fortes, un moindre fractionnement des HREE et des spectres de HREE concaves. Les spidergrammes normés au MORB (fig. 8) sont plus fractionnés que ceux des (Ga) et les anomalies négatives témoignant du degré de séparation entre liquides et solides sont plus importantes. En particulier, il apparaît des anomalies négatives en Ba modestes.

Au total, les granitoïdes (Gb) apparaissent un peu plus évolués que les granitoïdes (Ga), même s'ils sont aussi des Volcanic-arc granites d'après leur distribution dans les diagrammes discriminants de J.-A. Pearce *et al.* (1984) (fig. 9).

#### *Les intrusions du groupe (Gc)*

Les massifs du groupe (Gc) sont les moins nombreux (Bocca di l'Oru, Figari). Ils sont uniquement constitués par des monzogranites felsiques à 75 % de  $\text{SiO}_2$ . Ils sont légèrement peralumineux, ferrifères, calco-alcalins et riches en K, avec  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} > 1$  et  $\text{Rb}/\text{Sr} > 1$ . Cependant, malgré leur caractère felsique, ils restent des granites non fractionnés (du point de vue des feldspaths) et ils restent des granites riches en Ca. Ces monzogranites sont relativement pauvres en REE, faiblement fractionnés, avec des anomalies négatives en Eu nettes et avec des spectres de HREE plats ou légèrement concaves (fig. 7). Les spidergrammes normés au MORB sont plus fractionnés que ceux des (Gb) et les anomalies négatives témoignant du degré de séparation entre liquides et solides sont plus importantes. En particulier, il apparaît des anomalies négatives en Ba et Eu bien visibles (fig. 8).

Ces granitoïdes sont globalement les plus évolués de l'ensemble (U2a). D'après leur répartition dans les diagrammes discriminants de J.-A. Pearce *et al.* (1984), ce sont des Volcanic-arc granites (fig. 9).

#### **Les intrusions (U2b)**

Les intrusions (U2b) sont relativement abondantes sur le territoire de la carte Sotta – Bonifacio (Suartone, Naseo-Col de Monaco, Punta di Cerchiu, Tagliu

Rossu, Rosumarinu-Maraconcellu). Elles sont constituées par des monzogranites, des syénogranites et des granites à feldspaths alcalins. Toutes ces intrusions sont exclusivement felsiques avec des concentrations en  $\text{SiO}_2$  comprises entre 74,9 et 77,5 %. À l'exception du granite à métaux rares métallumineux de Tagliu Rossu, tous ces granitoïdes sont légèrement peralumineux, ferrifères, calco-alcalins et riches en potassium, avec des rapports  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} > 1$  et  $\text{Rb}/\text{Sr} > 1$ . Les spectres de REE normés aux chondrites (fig. 7) sont peu fractionnés, du type « mouette », avec des fortes anomalies négatives en Eu et des spectres de LREE et HREE plats ou présentant un effet tétrade. Les spidergrammes normés au MORB (fig. 8) sont très fractionnés, riches en LILE incompatibles, très pauvres en éléments compatibles et avec des anomalies négatives très fortes, en particulier en Ba. La richesse de ces granitoïdes en Rb et la faiblesse de leurs rapports  $\text{Ba}/\text{Ba}^*$ ,  $\text{Sr}/\text{Sr}^*$  et  $\text{Eu}/\text{E}^*$  indiquent une extraction importante des feldspaths présents dans les liquides, d'où le caractère fractionné des granitoïdes (U2b) (Chappel et White, 1992). Bien sûr ce sont des granites pauvres en Ca. Beaucoup des granites (U2b) présentent des indices de fractionnement extrême comme des rapports K/Rb très bas, très éloignés du « Main trend » de D.-M. Shaw (1968), ou des rapports Zr/Hf aussi très bas, nettement en-dessous du rapport chondritique.

L'effet tétrade des REE de certains échantillons, leurs rapports  $\text{Eu}/\text{Eu}^*$  très bas, les rapports K/Rb et Zr/Hf anormalement bas témoignent du comportement non-CHARAC (CHarge and RAdius Controlled) des éléments en traces dans ces granitoïdes (H. Bau, 1996) et donc de processus pétrogénétiques de type interactions entre des liquides magmatiques hautement différenciés et des fluides hydrothermaux. Dans les diagrammes discriminants de J.-A. Pearce *et al.* (1984) (fig. 9), les points représentatifs des granites (U2b) se répartissent à cheval sur les champs des Volcanic-arc granites et des Within-plate granites.

## Conclusion

Les granitoïdes (U2a) et (U2b) sont du point de vue géochimique extrêmement contrastés.

La suite (U2a) est très étendue (fig. 6). Elle va des tonalites aux monzogranites et elle est associée à des gabbros. Non compris les gabbros, la suite s'étend de 63 à 76 % de  $\text{SiO}_2$ . Des Ga aux Gc le degré global de différenciation augmente : tonalites et granodiorites pour les Ga, granodiorites et monzogranites pour les (Gb) et monzogranites pour les (Gc).

Les points communs à tous les granitoïdes de la suite sont d'être non fortement peralumineux, pauvres en phosphore, non fractionnés et riches en Ca. Ce sont des granites de type I issus de la fusion d'une source de composition ignée.

Dans les diagrammes discriminants de J.-A. Pearce *et al.* (1984), tous les éléments de la suite (U2a) se distribuent dans le champ des « Volcanique-arc granites » (fig. 9). Ce sont donc en principe des produits issus de la fusion d'un manteau enrichi lors d'un processus de subduction.

Les études de terrain montrent que les massifs (U2a) se forment par coalescence de sills. Mais des sills proches géographiquement et compositionnellement ne sont pas nécessairement cogénétiques, ce qui peut être interprété comme des venues de magmas d'une source hétérogène, ou des venues correspondant à des taux de fusion partielle différents d'une même source. En fait, d'une part la proportion de tonalites et de granodiorites de la suite paraît plus importante en volume que la proportion des monzogranites et d'autre part, les anomalies négatives des spidergrammes normés au MORB de toutes les roches de la suite montrent qu'elle peut évoluer par cristallisation fractionnée avec extraction d'un mélange solide constitué principalement de hornblende, plagioclase, zircon, apatite, oxydes ferro-titanés et allanite. On peut donc imaginer la genèse de la suite comme issue de la fusion partielle d'un manteau enrichi par des processus de subduction qui produit un magma de composition probablement quartz-dioritique. Les magmas quartzo-dioritiques évoluent ensuite par cristallisation fractionnée pour aboutir à des monzogranites. Compte tenu des contraintes chronologiques, la fusion mantellique ne peut avoir eu lieu qu'en contexte post-collisionnel. L'évolution de plus en plus acide depuis les intrusions (Ga) jusqu'aux intrusions (Gc) est peut être en relation avec la mise en place de chambres magmatiques intermédiaires étagées.

La suite (U2b) est très peu étendue (fig. 6). Elle comprend des monzogranites, des syénogranites et des granites à feldspaths alcalins dont la concentration en SiO<sub>2</sub> varie entre 75 et 77,5 %. Toutes les roches de cette suite sont donc exclusivement felsiques. Elles sont aussi toutes fractionnées et pauvres en Ca. Ces granitoïdes non fortement peralumineux et très pauvres en phosphore sont aussi des granites de type I. Étant donné leur volume important et l'absence d'association avec des roches granodioritiques ou moins acides, une origine par cristallisation fractionnée est peu crédible. Une origine par fusion partielle de granodiorites calco-alcalines est beaucoup plus vraisemblable. Étant donné les contraintes chronologiques cette fusion peut avoir lieu par relaxation thermique lors de l'épisode d'amincissement crustal permien.

« L'air de famille » de toutes les roches plutoniques de la carte de Sotta – Bonifacio s'explique donc par une histoire en deux stades :

- un stade de fusion mantellique engendrant une suite allant des tonalites aux monzogranites ;
- un stade de fusion de ces produits qui génère des massifs exclusivement felsiques.

Tous ces produits sont calco-alcalins au sens large et de type I d'où « *l'air de famille* ». Un point étonnant est l'absence des granites d'autres types, en particulier des granites de type S, pourtant bien présents dans la partie sarde du batholite (Orsini *et al.*, 1989) ou de granites hybrides résultant d'un processus d'assimilation-cristallisation fractionnée impliquant des sources sédimentaires.

#### HISTOIRE POST-BATHOLITIQUE

##### Temps permien

Une très importante activité magmatique hypoabyssale s'est développée dans l'ensemble du domaine corso-sarde ; elle a accompagné et suivi la mise en place des plutonites calco-alcalines. D'après G. Traversa *et al.* (2003), cette activité magmatique se serait déroulée à l'échelle du batholite en deux phases principales :

– une première phase datée du tardi-Carbonifère au Permien supérieur (entre 305 et 270 Ma) au cours de laquelle se sont mises en place des roches calco-alcalines de composition basique à intermédiaire moyennement à fortement potassiques. Leur sont associés des dykes rhyolitiques méta- à peralumineux ;

– une deuxième phase tardi-permienne – Trias inférieur, représentée par des basaltes à dominante transitionnelle. Ils sont accompagnés par d'autres basaltes de composition tholéïtique à alcaline mais en proportion très subordonnée. Compte tenu des données géochronologiques actuellement disponibles, les dykes basaltiques de ce deuxième épisode qui, comme précédemment, sont accompagnés par des filons rhyolitiques, sont postérieurs au volcanisme calco-alcalin du Permien inférieur.

Les levés qui ont été conduits sur la partie corse de la feuille Sotta – Bonifacio – Santa Teresa di Gallura apportent à l'échelle du 1/50 000, un nouvel éclairage sur la nature et l'organisation de ce complexe filonien.

Dans ce secteur, et d'une façon plus générale dans l'ensemble de l'Extrême-Sud corse, le complexe filonien est remarquablement bien représenté par une myriade de dykes qui postdatent la mise en place des intrusions les plus récentes.

Nous avons pu y dégager une organisation d'ensemble. (*cf.* fig. 30, hors texte). Trois grandes directions majeures s'individualisent, sans liens évidents avec la nature pétrographique des dykes :

– une première famille de direction N-S. C'est la direction la mieux représentée dans tout l'Extrême-Sud corse ;

- une deuxième famille caractérisée par une direction globalement NE-SW ;
- une troisième famille de direction N130/160.

Elles y dessinent un réseau qui, du seul point de vue descriptif (en l'absence de toute donnée chronologique) s'organise selon un « motif apparent » illustré par la figure 31. Un réseau qui semble se poursuivre en Gallura.

Du point de vue de sa composition, le complexe filonien constitue une province magmatique bimodale (*cf.* fig. 32 et 65) avec :

– **un premier ensemble basique**, le plus primitif, qui comprend des basaltes, des andésites basaltiques et des andésites. Les paragenèses primaires de ces roches ayant été affectées par une très forte altération de type hydrothermal, leur analyse pétrographique ne permet pas d'y individualiser différents ensembles. C'est essentiellement sur la base de leur composition chimique que six groupes magmatiques différents ont été identifiés (*cf.* « Composition du complexe filonien sur la feuille Sotta – Bonifacio ») :

- le groupe G1, constitué par des basaltes et des andésites calco-alcalins de marge continentale typique, issus de la fusion partielle d'un manteau lithosphérique à spinelle enrichi par la déshydratation de la croûte océanique au cours de l'épisode de subduction précédant la collision hercynienne,
  - le groupe G2, constitué par des basaltes et des andésites calco-alcalins de marge continentale, mais plus riches en Ti et P, et moins magnésiens que les précédents, provenant d'une source mantellique apparemment moins enrichie,
  - le groupe G3, constitué par des basaltes transitionnels entre des basaltes calco-alcalins et des basaltes intraplaque continentaux, issus de la fusion partielle d'un manteau encore moins enrichi lors de la subduction,
  - le groupe G4, constitué par des andésites transitionnelles probablement issues par cristallisation fractionnée des basaltes G3,
  - l'échantillon de composition basaltique transitionnelle de Gallinavarja, issu d'un manteau faiblement enrichi, particulièrement pauvre en Zr et Hf ou ayant retenu ces éléments lors de sa fusion partielle,
  - le Groupe G6, celui des tholéites intraplaque continentales, issues de la fusion partielle d'un manteau lithosphérique à spinelle non enrichi lors de l'épisode de subduction ;
- **un deuxième ensemble** beaucoup plus évolué, représenté par des roches de composition rhyolitique au sein desquelles l'analyse pétrographique permet d'individualiser trois groupes :
- un groupe (A) constitué de micro-monzogranodiorites à amphibole verte dans lequel on différencie deux sous-groupes (A1) et (A2) en fonction de la nature de leurs phénocristaux respectifs,

- un groupe (B) caractérisé par des matériaux porphyriques à très fortement porphyriques, plus siliceux que les précédents, de composition monzogranitique à biotite seule,
- un groupe (C) composé de micromonzogranites alcalins à biotite seule (C1) ou à amphibole bleue (C2).

L'étude géochimique de ces matériaux très siliceux permet d'affiner l'analyse en identifiant au sein de ce deuxième ensemble cinq associations magmatiques :

- **groupe 1** : une suite calco-alcaline de granodiorites-monzogranites-syénogranites et granites à feldspaths alcalins relativement pauvres en HFSE, REE et Ga, avec des caractéristiques de granites de type I de marge continentale active (ce groupe comprend tous les filons de type pétrographique A2 + 3 éch. B) ;
- **groupe 2** : une suite alcali-calcique de roches felsiques allant des syénogranites aux granites à feldspaths alcalins, toutes de type pétrographique B, pauvres en HFSE, REE et Ga, très fractionnées, de type I, et interprétées comme correspondant à des produits de fusion partielle de formations granodioritiques ;
- **groupe 3** : une suite calco-alcaline à alcali-calcique de granodiorites, monzogranites et granites à feldspaths alcalins relativement riches en HFSE, REE et Ga, avec des caractéristiques de granites de type I de marge continentale active, mais avec une source ou un magma parent riche en éléments incompatibles. Ce groupe se réfère à des filons de types pétrographiques différents : A2, B et C ;
- **groupe 4** : une suite felsique, alcali-calcique, principalement constituée par des granites à feldspaths alcalins, très fractionnés, riches en HFSE, REE trivalentes et Ga, de type A alumineux subsolvus. Un groupe qui se réfère aux seuls filons de type pétrographique (C) ;
- **groupe 5** : une suite de granites à feldspaths alcalins, alcali-calciques, fortement peralumineux, peu fractionnés, pauvres en HFSE, REE et Ga, de type hybride. Ces matériaux, qui correspondent aux filons les plus peralumineux du groupe pétrographique (B), sont interprétés comme résultant de l'assimilation de métasédiments pélitiques par un magma calco-alcalin suivant un processus d'AFC.

En définitive, la « Province magmatique bimodale » tardi-hercynienne apparaît constituée par onze associations magmatiques de nature et d'origine différentes dans la feuille de Sotta – Bonifacio. Une telle diversité tient avant tout à l'hétérogénéité d'un manteau diversement enrichi au cours de l'épisode de subduction préalable à la collision hercynienne. La fusion de ce manteau hétérogène au cours de l'extension qui affecte la lithosphère épaissie fournit (1) différents basaltes reflétant cette hétérogénéité et (2) des magmas intermédiaires à l'origine d'une partie des granitoïdes par cristallisation fractionnée simple ou par AFC. Une autre partie des granitoïdes provient de la fusion de sources

crustales. Ce magmatisme peu important en volume nécessite la mise en œuvre d'une source de chaleur susceptible de fondre diverses parties du manteau et des parties profondes de la croûte continentale. Étant donné que ces filons sont connus dans l'ensemble corso-sarde, seul un phénomène de grande ampleur, comme la délamination lithosphérique, peut être à l'origine de ce magmatisme.

Les similitudes entre les caractéristiques géochimiques de différents matériaux filoniens et celles de plutonites plus précoces dans l'Extrême-Sud corse doivent être signalées. Elles suggèrent la réactivation des mêmes sources lithosphériques au cours du temps.

**Nota.** L'étude des roches magmatiques présentée dans cette notice a permis d'élaborer des interprétations pétrogénétiques qui restent au stade de l'hypothèse. L'analyse des minéraux des différentes roches à la microsonde électronique devrait permettre de préciser les séries magmatiques. La géochimie isotopique devrait préciser l'âge et la nature des sources ainsi que la nature des processus de fractionnement. Enfin, sans études géochronologiques fines, le scénario élaboré reste fragile.

### **Temps mésozoïques et cénozoïques**

Après l'orogénèse hercynienne, l'histoire géologique de la Corse, comporte quatre phases distinctes :

- pendant le Mésozoïque, dépôt de séries sédimentaires, mise en place des ophiolites des « schistes lustrés » et début, au Crétacé supérieur, de la tectonique tangentielle ;
- exhumation du bâti granitique et érosion de l'ensemble croûte-couverture à partir du Paléogène liées au bombement lithosphérique anté-rift, suivi du dépôt d'Éocène marin à faciès plate-forme et bassin. Pendant l'Oligocène, la glyptogénèse se poursuit dans un contexte de rifting continental ;
- rotation anti-horaire du bloc corso-sarde associée à l'ouverture de l'océan algéro-provençal, au volcanisme aquitainien, à la transgression du Burdigalien supérieur – Langhien inférieur ;
- la plate-forme constituée pendant une bonne partie du Miocène est incisée par les baisses eustatiques du Messinien et du Quaternaire.

Chacune de ces phases a laissé des empreintes plus ou moins marquées dans la géologie à terre et en mer de l'Extrême-Sud de la Corse et des Bouches de Bonifacio. Sur l'emprise de la carte Sotta – Bonifacio – Santa Teresa di Gallura il ne demeure plus de dépôts mésozoïques en place. Légèrement au Nord de la limite septentrionale de la carte, à la pointe d'Aquella (commune de Conca), les dépôts autochtones débutent par des dolomies triasiques surmontant du Permien. La série se prolonge par les dépôts carbonatés du Jurassique (Amaudric du

Chaffaut, 1971). Les terres qui constituent aujourd'hui la Corse et la Sardaigne étaient incluses dans la marge passive sud européenne qui sera le lieu, pendant le Crétacé supérieur, d'un bombement crustal précédant la phase de rifting (Guiou et Roussel, 1987).

L'histoire du refroidissement du batholithe hercynien corse, telle qu'elle apparaît dans la thermochronologie par Trace de Fission sur apatite (Jakni *et al.*, 2000, Zarki-Jakni *et al.*, 2004), est complexe, car elle ne résulte pas seulement du phénomène surrection/dénudation ou extension/dénudation mais obéit à une combinaison des deux. La distribution des âges TF montre que les granitoïdes de l'Extrême-Sud (du Valinco à Bonifacio) sont dénudés depuis plus longtemps que ceux du reste de la Corse (entre -53 et -30 Ma).

Le conglomérat de la Chiappa contient, entre autres, des galets de carbonates du Trias au Crétacé supérieur à faciès pyrénéo-provençal, ce qui suggère l'érosion de dépôts mésozoïques dont il ne subsiste rien dans la région. C'est le seul affleurement de la carte, attribué à l'Éocène. Ailleurs, les dépôts du Paléocène supérieur au Bartonien, souvent turbiditiques, sont actuellement cantonnés le long de l'accident séparant les granites hercyniens des schistes lustrés.

En comparaison de la Sardaigne, les dépôts volcaniques cénozoïques sont rares en Corse. Cependant, ce travail est à l'origine de la découverte de plusieurs affleurements témoignant d'une activité magmatique autour de 21 Ma probablement en liaison avec la rotation anti-horaire de 45° du bloc corso-sarde par rapport à l'Europe. Ces tufs ignimbritiques calco-alcalins de l'Aquitaniens terminal Burdigalien basal fossilisent une paléo-topographie contrastée affectant le granite dans l'Extrême-Sud de la Corse. Ils sont eux-mêmes fortement abrasés avant d'être transgressés. Les dépôts marins miocènes de la carte s'échelonnent du Burdigalien supérieur au Langhien inférieur. Les affleurements terrestres se prolongent en mer en occupant tout l'espace des Bouches de Bonifacio et se retrouvent en Sardaigne au niveau de Capo Testa. Sur cette carte est donc identifiée une partie du bassin de Bonifacio *stricto sensu* (Thomas et Gennesseaux, 1986).

L'évènement messinien aura pour effet d'entailler la plate-forme structurée pendant le Miocène inférieur et moyen.

### **Évolution néogène et quaternaire des marges des Bouches de Bonifacio**

La formation des marges des Bouches de Bonifacio est liée à l'histoire géodynamique de la Méditerranée nord-occidentale et à la cinématique du bloc corso-sarde.

À la fin de l'Éocène, la microplaque constituée par les ensembles Apulie – Corse – Sardaigne – Ibérie en collision avec la plaque européenne subit les effets du retrait vers le Sud-Est de la plaque océanique apenninienne en subduction vers l'Ouest.

Dès l'Éocène terminal dans le Sud-Est de la France, des mouvements distensifs succèdent aux compressions pyrénéennes et s'accroissent à l'Oligocène. Des fossés étroits se forment où se déposent des séries détritiques, lacustres ou évaporitiques. Des dépôts détritiques sont aussi connus à l'Ouest de la Corse et sur la marge nord-ligure. Un volcanisme calco-alcalin contemporain témoigne aussi de la présence du « slab » océanique en profondeur. En Sardaigne, des fossés étroits et des manifestations volcaniques calco-alcalines sont aussi des témoins importants de ce rifting très large s'étendant du Languedoc au centre de la Sardaigne tandis qu'il apparaît plus tardif et plus localisé entre la Corse et la marge nord-ligure. Ce rifting se poursuit durant tout l'Oligocène et jusqu'à l'Aquitainien.

À partir du Burdigalien, l'éloignement du bloc corso-sarde s'accroît et la création du domaine océanique liguro-provençal s'effectue alors sur une courte période. Les mesures paléomagnétiques sur les volcanites du rift corso-sarde montrent que la rotation de la Sardaigne s'est principalement réalisée entre 20,5 et 18 Ma (30° de rotation sur les 45° de rotation totale, soit une vitesse de 9 cm/an) et était achevée vers 15 Ma. Les dernières manifestations volcaniques du rift sarde sont également datées du Miocène moyen (Gattacceca *et al.*, 2007).

#### **Structure et évolution de la marge occidentale des Bouches de Bonifacio**

À l'opposé des marges occidentales de la Corse, étroites et « abruptes », la marge ouest des Bouches de Bonifacio est caractérisée par une plate-forme (marge interne) étendue et un vaste domaine profond (marge externe) (fig. 2). Cette structuration est évidemment directement liée à l'évolution particulière de cette région depuis le début de la formation des marges du bloc corso-sarde.

#### **Structure du domaine profond de la marge externe – Nature et signification du magmatisme miocène**

La pente continentale très étendue de la marge sud-ouest de la Corse est caractérisée par la présence de larges canyons et de rides (fig. 2). Le long de ces rides, des reliefs de socle volcanique ont aussi été repérés. Les premiers échantillonnages ont permis d'observer et de prélever des laves basaltiques prismées datées à 18,5 Ma (Bellaiche *et al.*, 1979 ; Bellon *et al.*, 1985). Ce magmatisme et la présence de deux grandes anomalies magnétiques linéaires orientées NW-SE ont été interprétés comme les témoins d'une extension N-S localisée entre les domaines corse et sarde et pouvant correspondre à un rifting

avorté lors de la formation du domaine océanique liguro-provençal (Thomas et Gennesseaux, 1986).

Les campagnes plus récentes ont permis de mettre en évidence, sur la marge sud-occidentale de la Corse, différents reliefs de substratum volcanique qui ont été prélevés par dragages (campagnes Marco, 1995). Les études menées sur l'ensemble des échantillons recueillis ont montré qu'il s'agissait d'andésites et de trachy-andésites datées de 16 à 17 Ma.

Le magmatisme de la marge sud-ouest corse est situé dans le prolongement du rift sarde où une première phase de volcanisme qui a débuté vers 32 Ma, a été marquée par une intense activité entre 25 et 23 Ma et s'est poursuivie jusque vers 19 Ma durant le rifting et le début de l'océanisation du bassin liguro-provençal. Elle a été suivie par une phase de magmatisme ignimbritique intense vers 19-18 Ma et après une transgression marine, une deuxième phase tectonique et magmatique a structuré les fossés du rift au Langhien (15-16 Ma) (Monaghan, 2001).

La succession de ces phases magmatiques et leur âge ont conduit à proposer un double rifting au niveau de la marge occidentale des Bouches et du rift nord-sarde, le second épisode langhien intervenant après la phase majeure d'ouverture du bassin liguro-provençal (Thomas et Gennesseaux, 1986).

Couplées à ces données antérieures, les études plus récentes de la marge et des échantillons et observations de la campagne de plongées Cylice (1997) ont permis de vérifier l'extension de ce domaine magmatique de la marge sud-ouest de la Corse caractérisée par des reliefs et intrusions volcaniques alignés pour certains le long des rides de socle mais aussi à l'écart de celles-ci. La nature calco-alcaline du magmatisme andésitique de la marge sud-ouest corse a été confirmée et les âges révisés s'étendent de 19,6 à 12,8 Ma. Sur la marge sud-ouest corse et dans le rift sarde, le magmatisme langhien est caractérisé par des laves potassiques calco-alcalines et sur deux sites (au large de Valinco et dans le canyon des Moines), des laves de type adakitique (échantillons datés à 16,5 et 14,6 Ma) ont été mises en évidence. Ce magmatisme est interprété comme une manifestation précoce de la déchirure de la plaque plongeante ayant permis la remontée de magmas asténosphériques (Rehault *et al.*, en prép.).

L'importance de ce magmatisme du Miocène moyen est aussi attesté par les diverses structures observées le long du rebord de plate-forme, où des sills, coulées et reliefs volcaniques ont été détectés par la sismique réflexion. Enfin, au sommet d'un bloc basculé en rebord de plate-forme montrant des séries sédimentaires inclinées vers l'Est au-dessus d'unités sédimentaires et volcaniques, un échantillon de marnes a pu être prélevé et a été daté du Langhien inférieur (Ferrandini, comm. pers.).

Ces différentes observations témoignent et précisent l'importance de la phase tectonique et magmatique du Miocène moyen (Langhien supérieur ?) au cours de laquelle se structure le rebord de la plate-forme ouest de Bonifacio et s'achève le magmatisme du rift sarde et de la marge sud-ouest corse.

#### **Structure et évolution de la plate-forme – mise en évidence d'un paléotalus messinien et d'un remplissage plio-quadernaire**

Les données anciennes de sismique réflexion, ont permis de mettre en évidence trois bassins ou dépo-centres -bassin de Bonifacio, de Castelsardo et de Porto Torres- disposés en échelon du Nord-Est au Sud-Ouest entre la Corse du Sud et au Nord-Ouest de la Sardaigne. Les séries sédimentaires tertiaires atteindraient 1,5 à 2,5 secondes temps double d'épaisseur (de 1,5 ou 2 à près de 4 km d'épaisseur) (Thomas *et al.*, 1975).

Le bassin de Bonifacio occuperait la quasi-totalité de la plate-forme des Bouches. La nature et l'âge des séries sont connus par les dépôts de plate-forme littorale de la Formation de Cala di Labra datés du Burdigalien supérieur et les dépôts marins de la Formation de Bonifacio du Langhien inférieur (voir ce chapitre). En mer, un prélèvement de marnes bathyales datées du Serravallien inférieur a été réalisé au centre de la plate-forme (Gennesseaux *et al.*, 1977). Ce bassin serait limité à l'Ouest par une zone de faille NNW-ESE qui structure le rebord de la plate-forme (voir ci-dessus) et sépare aussi au Sud ce bassin de celui de Castelsardo.

Les données sismiques récentes ont permis de réviser la distribution et l'âge des unités sédimentaires et donc l'évolution néogène et quadernaire de la plate-forme des Bouches de Bonifacio. Le prolongement des séries du bassin émergé de Bonifacio sur la plate-forme interne a pu être établi (voir chapitre « Formations sous-marines cénozoïques des Bouches de Bonifacio »). Au-dessus de la Formation de Cala-di Labra en discordance sur le socle varisque, les unités sismiques associées à la Formation de Bonifacio montrent l'existence d'un bassin peu profond qui s'épaissit vers le centre et l'Ouest des Bouches conformément au schéma général du bassin esquissé par B. Thomas et M. Gennesseaux (1986). Toutefois la présence de marnes serravalliennes à microfaunes bathyales au centre des Bouches (Gennesseaux *et al.*, 1977) et les forts pendages de directions diverses observés en sismique réflexion conduisaient à supposer une tectonique et une déformation importantes des séries du bassin à l'instar de ce qui avait été observé sur le rebord de la plate-forme. Cependant la géométrie des unités sismiques associées aux formations miocènes ne révèle que quelques fractures verticales sans rejet important et des flexures locales pouvant s'apparenter à une légère déformation du substratum du bassin, voire dans certains cas à une disposition syn-sédimentaire sur une rampe à faible plongement vers l'Ouest.

La sismique réflexion à très haute résolution a permis de mettre en évidence une discontinuité majeure entre les unités sismiques miocènes prolongeant et surmontant les séries du bassin de Bonifacio et un ensemble de séquences d'unités sismiques de géométrie complexe. Le maillage dense acquis au cours de plusieurs campagnes a aussi permis de reconnaître la géométrie en profondeur - dans les premières dizaines de mètres et localement jusqu'à près de 1 seconde temps double (près de 1 000 m environ) ainsi que le tracé de cette discontinuité à l'affleurement (*cf.* fig. 79, *cf.* § Géologie marine). La cartographie de cette discontinuité a ainsi mis en évidence un tracé complexe et sinueux formant une large vallée ou ria orientée NE-SW au Nord dans le prolongement du golfe de Figari. Cette ria s'étend sur près de 30 km au total et sa largeur atteint 6 à 7 km en amont. Au centre de la plate-forme, des vallées ou dépressions moins reculées ont également été cartographiées (*cf.* fig. 79, *cf.* § Géologie marine).

L'étude des sections sismiques a aussi permis de reconstituer la géométrie des unités de remplissage de ces vallées ou rias constitué d'unités progradantes vers le large qui les ont progressivement comblées de l'amont vers l'aval (Guennoc *et al.*, 2005). Au total, 53 séquences organisées en 8 séquences d'ordre supérieur délimitées par des surfaces de discontinuités majeures ont été identifiées. Chaque séquence progradante débute par des cliniformes puis des réflecteurs parallèles à divergents. Ces séquences correspondent à des successions de séquences de régressions forcées avec une progradation continue vers le Sud-Ouest. La configuration et la mise en place de ces unités diffèrent totalement des unités miocènes aggradantes de la plate-forme interne.

Malgré des tentatives répétées de prélèvement par carottages puis par plongeurs, aucun échantillon de ces séries de remplissage des rias n'a pu être à ce jour prélevé (voir conditions de réalisation de la carte) en raison soit d'un mince recouvrement de sédiments meubles de quelques mètres, soit de la formation d'encroûtements carbonatés récents sur les séries affleurantes recherchées. La formation de ces encroûtements très résistants, parfois épais de quelques dizaines de centimètres, est liée aux conditions de salinité et température actuelles. Ils recouvrent très largement les fonds rocheux de la Méditerranée à toutes les profondeurs et constituent de ce fait un obstacle important pour les reconnaissances géologiques.

Le prélèvement de marnes bathyales serravalliennes (Genesseeux *et al.*, 1977) est situé très près de la discordance majeure identifiée sur les profils sismiques. L'hypothèse d'un soulèvement et/ou d'une érosion importants des séries miocènes (dans le cas d'un dépôt à une profondeur de 1 000 m ou plus) ne s'accorde pas avec la géométrie des unités sismiques. L'existence de faunes bathyales dans des marnes actuellement à -120 m s'expliquerait par un positionnement non loin du rebord de plate-forme du Miocène moyen. Dans ce contexte, un mélange de faune dû aux paléocourants et remontées fréquentes

d'eaux profondes le long des pentes et dans les canyons, pourrait expliquer leur présence à plus faible profondeur.

Au niveau des unités de remplissage des vallées, l'étude des unités supérieures situées plus au Sud-Ouest en aval vers le rebord de la plate-forme, montre clairement des traits, par leur géométrie, leur faciès, leur disposition, comparables et par analogie avec des formations plio-pleistocènes étudiées sur des marges méditerranéennes, qu'il s'agit d'unités plio-pleistocènes.

Sur la base de ces différentes observations, la discordance majeure cartographiée sur la plate-forme occidentale des Bouches a pu être interprétée comme la **surface d'érosion messinienne** (Guennoc *et al.*, 2004). Les séries de remplissage représenteraient donc les différentes séquences de dépôts du Pliocène et du Pléistocène. Les unités-dépôts les plus amonts pouvant être assimilés à des « Gilbert deltas » observés dans les rias messiniennes du Roussillon ou de la Côte d'Azur (Clauzon, 1979).

Sur la base de ces nombreuses données à haute résolution, le profil de sismique réflexion profonde Crop2 (Finetti *et al.*, 2005) tiré de part et d'autre des Bouches de Bonifacio peut être interprété en dépit de la faible résolution de ce type de profil en domaine de faible bathymétrie (*cf.* § Géologie marine). Il révèle ainsi la structure profonde du bassin et confirme l'existence de cette structuration en deux séquences sédimentaires majeures. Une séquence d'unités miocènes aggradantes très peu ou pas déformées vers les Bouches et légèrement tectonisées vers l'Ouest est séparée par une discordance majeure d'une séquence de remplissage. La profondeur de cette discordance atteint 1,4 secondes temps double sur ce profil (1 500 m environ). L'épaisseur des séries miocènes au niveau du profil Crop est aussi de 1 500 à 2 000 m.

Au niveau du socle, le profil ne révèle pas une tectonique prononcée mais une pente relativement continue vers l'Ouest. La remontée importante de substratum sous la plate-forme externe actuelle est également interprétée sur la base de la sismique haute résolution et de l'évolution locale (*cf. supra*) comme essentiellement constituée de socle volcanique et/ou de socle varisque intensément intrudé et tectonisé.

En résumé, l'histoire cénozoïque de la plate-forme occidentale des Bouches de Bonifacio peut être ainsi reconstituée :

– structuration initiale : en liaison avec le rifting général entre le bloc corso-sarde et l'Europe, une extension sensiblement N-S (par rapport aux positions actuelles) conduit à un rift avorté au niveau de la marge profonde. Cette phase d'extension aurait conduit à la mise en place d'intrusions intracrustales matérialisées par les anomalies magnétiques linéaires. L'extension le long de ce rift WNW-ESE avorté entre Corse et Sardaigne se serait interrompue au niveau du prolongement vers le Nord du rift Sarde. En effet plus à l'Est, la plate-forme

des Bouches est faiblement structurée, le bloc le plus important se trouvant au niveau de la plate-forme externe actuelle ;

– après le rifting ligure et durant l'océanisation liguro-provençale, entre 20 et 16 à 15 Ma, le domaine profond subsida rapidement. Les « blocs » de socle varisque situés à l'Est sont cependant découplés de la marge profonde et subissent une subsidence moindre. Une sédimentation aggradante tend à combler progressivement le bassin subsident. Au niveau de la marge externe, le magmatisme calco-alcalin lié à la subduction continue de se mettre en place au fur et à mesure de la dérive vers le Sud-Est du bloc corso-sarde qui accompagne le retrait du slab ;

– au Langhien, le rebord de la plate-forme subit une réorganisation majeure avec un soulèvement le long de la faille NNW-SSE et la mise en place d'un magmatisme important ;

– cette phase langhienne marque l'arrêt des processus tectoniques et magmatiques de la marge occidentale. La subsidence de la marge externe se poursuit en raison de la présence d'une croûte amincie. Sur la marge interne et sur la plate-forme actuelle, la subsidence se réduit progressivement. Au Miocène supérieur, la plate-forme interne est probablement émergée et les processus d'érosion dominent. Le profond canyon de Castelsardo incise alors l'ensemble de la marge externe et vraisemblablement la plate-forme interne. Le rebord de la plate-forme au Miocène supérieur se situe sans doute non loin du paléotalus messinien. Le bloc « externe » tectonisé au Langhien au niveau de la plate-forme constitue sans doute encore un promontoire isolé ;

– l'abaissement considérable du niveau marin (-1 500 m) durant la phase messinienne conduit à une érosion intense des marges méditerranéennes et au surcreusement d'incisions importantes. Les incisions cartographiées sous la plate-forme sont alors (re)-entaillées à l'instar de l'ensemble des vallées sous-marines des golfes de l'Ouest de la Corse ;

– l'invasion marine du Pliocène conduit à un remplissage relativement rapide de la ria dans sa partie amont du fait de l'accommodation ainsi créée dans un espace étroit. Au cours du Pliocène et du Pléistocène, le remplissage d'amont vers l'aval de ces dépressions continue. Les effets opposés d'une subsidence continue de la marge externe et d'un soulèvement modéré du bâti « Sud Corse – Nord Sardaigne », bien moindre que celui de la Corse nord-occidentale, maintiennent la plate-forme dans une position bathymétrique relativement stable par rapport aux mouvements eustatiques, la tendance faible au soulèvement étant compensée par les érosions et abrasions aériennes et sous-marines des dépôts néogènes.

**La plate-forme orientale des Bouches de Bonifacio** n'a fait l'objet que de très peu de reconnaissances et aucun prélèvement géologique tertiaire ne permet de reconstituer précisément son évolution. Cependant, cette marge est située à l'extrémité méridionale du bassin du Canal de Corse qui a fait l'objet de diverses

études structurales par les méthodes géophysiques. La structuration synclinale de ce profond bassin subsident depuis l'Oligocène a été démontrée par les divers profils de sismique réflexion profonde (Contrucci *et al.*, 2005).

Cependant du fait de la topographie prononcée de la marge liée à une importante subsidence du bassin et à une marge structurée par des failles à jeu normal et en décrochement à fort pendage (Contrucci *et al.*, 2005), le prolongement vers le large des séries miocènes affleurant en Corse orientale n'a pu être reconnu à ce jour en offshore. Néanmoins, les études récentes ont montré que la marge miocène de la Corse orientale était très étroite et ce n'est qu'au Pliocène et au Quaternaire que la plate-forme s'est véritablement développée et étendue du fait d'une importante sédimentation et de la superposition de séquences progradantes (Thinon *et al.*, 2004).

La plate-forme orientale des Bouches de Bonifacio qui a également fait l'objet de reconnaissances, était très peu connue jusqu'aux récentes campagnes de sismique réflexion à haute résolution et des tentatives de prélèvements du substratum (voir *supra*). Ces données ont permis de mettre en évidence que la plate-forme interne est essentiellement constituée de séries litées à réflecteurs parallèles mais basculées et à pendage est constant. Du fait de la continuité des dépôts sédimentaires dans le détroit des Bouches (*cf.* § Géologie marine) et malgré cette différence de géométrie, il est probable que les séries de la plate-forme interne orientale sont constituées de dépôts d'âge miocène inférieur à moyen.

En l'absence de toute information géologique directe, il convient de prendre en compte l'histoire régionale et notamment celle de la marge occidentale retracée plus haut pour établir la chronologie des événements et des dépôts.

La phase langhienne de restructuration de la marge occidentale marque la cessation de l'activité tectonique et magmatique et aussi le transfert en mer tyrrhénienne de l'ouverture arrière-arc et de l'activité tectonique. On peut présumer que cette réorganisation majeure au Sud de la marge et du bassin de la Corse orientale a pu conduire également à une structuration de la plate-forme orientale des Bouches et à un basculement du socle et des séries déposées au Miocène inférieur à moyen.

Les unités sismiques présumées du Miocène supérieur représentent une progradation de la plate-forme orientale vers le large.

À la fin du Miocène, l'ensemble de la plate-forme a subi les effets de la crise de salinité messinienne avec l'érosion intense des marges. Au niveau du bassin du Canal de Corse, un moment isolé du bassin tyrrhénien, de minces dépôts de type laguno-évaporitique se sont déposés au fond du bassin. Ces dépôts ont

ensuite été incisés par un système de vallées étroites s'écoulant vers le Sud, vraisemblablement à la fin de l'épisode messinien lorsque le bassin du Canal de Corse a été connecté au bassin nord-tyrrhénien plus profond et asséché (Thinon *et al.*, 2004).

Au Pliocène et au Quaternaire, une sédimentation détritique plus importante en liaison avec les changements climatiques, la stabilité voire la légère surrection de la marge interne et la subsidence continue de la plate-forme externe ont conduit à la mise en place de séquences de dépôts progradantes sur la partie externe de la plate-forme et à un élargissement significatif de celle-ci à l'instar des autres secteurs de la marge orientale de la Corse.

La relative stabilité de la plate-forme interne durant le Pliocène et le Quaternaire est aussi attestée par l'absence de dépôts et le faible recouvrement de sédiments meubles post-glaciaires.

## DESCRIPTION DES TERRAINS

### FORMATIONS ANTÉ-TRIASIQUES

#### Formations métamorphiques anté-batholitiques

Sur Sotta – Bonifacio – Santa-Teresa di Gallura, les formations métamorphiques sont très peu représentées. Pour ce qui concerne la partie corse de la feuille, elles n'affleurent, pour l'essentiel, que dans l'extrême Nord-Est, en bordure de côte où elles constituent la quasi-totalité de la presqu'île de la Chiappa et l'archipel des Îles Cerbicale. Plus au Sud, des affleurements de métamorphites sont visibles en bord de mer, mais uniquement sous la forme de petits panneaux isolés au sein des granitoïdes : Marina Rasciata, Pta. Di Rondinara pour ne citer que ceux de taille décamétrique. À noter de plus, que tout au long de la côte est des xénolites, de dimension décimétrique, ne sont pas rares dans les granitoïdes, principalement dans les granodiorites à macrocristaux type Cerbicale – Cala Longa ; ce qui laisse supposer la présence proche de l'enveloppe métamorphique de ces intrusions. On retrouve des affleurements de roches métamorphiques, sous la forme de petits septa inclus dans les plutonites, jusque dans la partie italienne de la carte, toujours côté est (Sud de la Pta. Marmorata).

Il n'en est pas de même pour l'ensemble de la feuille où les xénolithes sont tout à fait exceptionnels. Les seuls affleurements connus de métamorphites (gneiss migmatitiques) sont ceux signalés par (Bartoli, 1979) au Sud des ruines de Pastricciola.

ζ. **Septa de métamorphites indifférenciés.** Mis à part les petits septa de la côte est déjà cités, les seuls affleurements de métamorphites reconnus sur le

reste de la carte Sotta – Bonifacio sont les deux panneaux situés au Nord du bourg de Pianotolli, à proximité des ruines de Pastricciola. Ils ont été signalés par P.-A. Bartoli (1979) qui en donne une première cartographie et y décrit très succinctement des gneiss migmatitiques et des poches de granite d'anatexie. Ces deux panneaux se situent en position de toit sur les leucomonzogranites de Rosumarinu-Maraconcellu. Le septum de la crête de Vattacina est le plus étendu en superficie ( $1,5 \times 0,25$  km) ; celui du vallon de Vetriccia, de même longueur, mais beaucoup plus mince et parallèle au précédent, se trouve coincé au fond d'un vallon, le long de la grande faille de San Gavino. Il est tout à fait probable, qu'à l'origine, ces deux septa faisaient partie d'un même ensemble et qu'ils ont été postérieurement dissociés et décalés par le jeu d'une faille normale avec un rejet de 200 m environ. Le panneau de Vattacina affleure dans de très mauvaises conditions ; il se trouve dans une zone d'accès difficile, très fortement emmaquisée. Ses contours ont été tracés à partir de la photo-interprétation. Le septum de Vetriccia est recoupé par la piste des ruines de Pastricciola.

On y observe, en première analyse, sur des affleurements discontinus et fortement tectonisés, des gneiss micaschisteux fins et sombres, riches en biotite pouvant présenter de minces filonets de leucosome de composition granitique. Ces gneiss micaschisteux fins, alternent avec des passées de migmatites « en taches ». L'ensemble présente une foliation générale proche de N90 avec un pendage moyen au Nord. Dans le détail, il est clair que ces roches ont subi au moins deux phases de déformation. Au sein des gneiss micaschisteux, une schistosité de crénulation se surimpose à une foliation antérieure marquée par des lits biotitiques.

À l'échelle microscopique les gneiss livrent des paragenèses caractéristiques d'un métamorphisme HT-BP à biotite – cordiérite  $\pm$  andalousite. Les migmatites sont de type artérite ; les structures planaires y sont encore visibles mais plus ou moins estompées. Dans un fond quartzofeldspatique à grenat, on y observe des traînées de biotite auxquelles s'associent parfois des grains d'andalousite mais aussi des fibrolites de sillimanite en grande partie retromorphosée en muscovite.

oζ. **Orthogneiss œillés de Biancone.** La formation orthogneissique de Biancone constitue l'essentiel de la presqu'île de la Chiappa qui s'étend à la fois sur les feuilles de Sotta – Bonifacio – Santa Teresa di Gallura et Porto-Vecchio. Ces orthogneiss sont limités en direction du Nord par un ensemble leptyno-amphibolique suivi par un ensemble de paragneiss fins et de micaschistes (Rouire *et al.*, 1993) ; à l'Est ils disparaissent sous les eaux du bras de mer qui sépare la presqu'île de la Chiappa des îles Cerbicale. Dans ces îles, ils affleurent à la pointe septentrionale de l'île de Forana. La lame de granite leucocrate de la Pta. Di u Cerchiu les borde côté ouest alors qu'au Sud, ils constituent l'enveloppe de l'intrusion des granodiorites à macrocristaux de feldspath potassique de la Pta. Cerbicale. Ils sont, de plus, en partie masqués par la formation conglomératique de Piccovaggia d'âge éocène supposé. Sur le plan

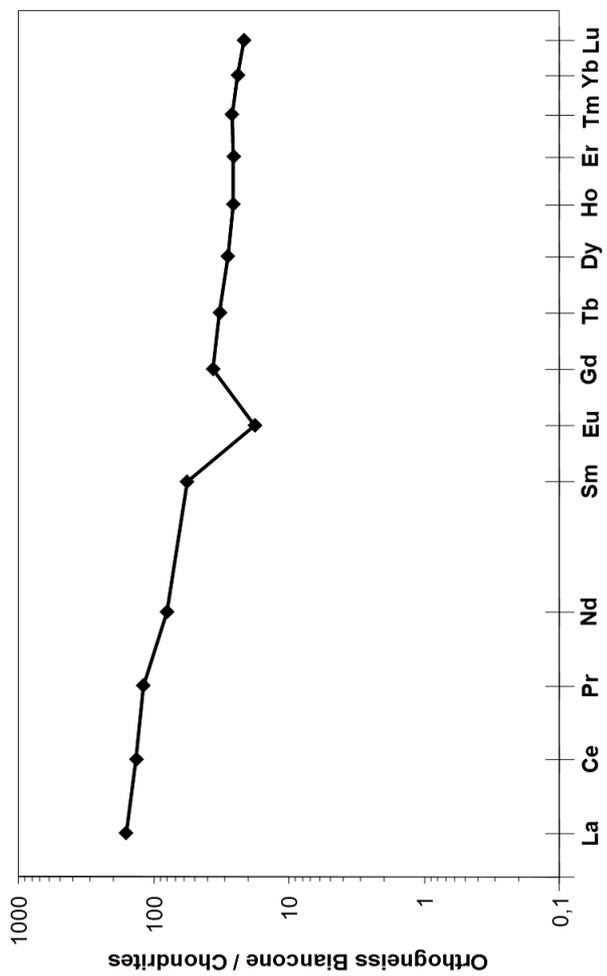


Fig. 10 - Spectre de Terres Rares normé aux chondrites de l'orthogneiss de Biancone

structural, ils présentent une foliation majeure orientée N120-140 avec un plongement constant au Nord-Est d'une cinquantaine de degrés.

Il s'agit d'un orthogneiss monzonitique, à deux micas et feldspaths potassiques « œillés ». Localement, les mégacristsaux de feldspath potassique peuvent avoir conservé leurs formes propres et il n'est pas rare d'en observer pouvant atteindre la taille de 5 à 6 cm. Dans ces zones relativement protégées de l'orthogneissification, on observe aussi des enclaves microgrenues basiques, traces d'un processus de mingling lors de la mise en place du monzogranite.

À l'observation macroscopique, la structure de la roche est de type porphyroclastique, avec des « yeux » de feldspath potassique dont la taille peut varier énormément selon les affleurements, généralement de l'ordre de 2 à 5 cm de long, mais il n'est pas rare d'observer de véritables rubans d'épaisseur plurimillimétrique d'une dizaine de centimètres.

À l'échelle microscopique, la texture est celle d'un métagranite porphyroclastique ; la matrice est constituée par la paragenèse : quartz, plagioclase, microcline, biotite, cordiérite, muscovite, opaques. Zircon et apatite constituant l'essentiel du cortège des minéraux accessoires. Une paragenèse donc, caractéristique d'un métagranite fortement peralumineux. Le plagioclase polygonisé peut inclure du grenat. La biotite 1 et la muscovite sont en fuseaux. Un épisode post-déformation non rotationnel est caractérisé par la présence d'une biotite 2 non orientée. Ce métagranite renferme des zircons incolores, souvent sous forme de prismes allongés, la population a un index A.T (Pupin, 1977) moyen de 232-384, caractéristique de zircons des granites alumineux (figures en annexes).

Dans certains secteurs (anse de Carataggio), ces orthogneiss amygdalaires passent à un faciès à grain fin, à petits « yeux » et riche en biotite ; ce qui pourrait traduire, à l'origine, l'existence d'un éventuel faciès de bordure de l'ancien pluton. À noter aussi la présence locale, au sein de la masse orthogneissique (près du hameau de Palombaggia), de faciès fortement micaschisteux. Le couvert végétal extrêmement dense interdit la cartographie de ces affleurements particuliers qui, à titre d'hypothèse, pourraient représenter la trace de couloirs de cisaillements.

Un échantillon de cet orthogneiss œillé a été analysé. Il s'agit d'un granitoïde de composition monzogranitique, pauvre en silice ( $\text{SiO}_2 < 70\%$ ), caractérisé par une concentration relativement élevée en phosphore ( $\text{P}_2\text{O}_5 = 0,23\%$ ) habituelle dans les granites de type S. La roche est fortement peralumineuse ( $A/\text{CNK} = 1,27$ ), magnésienne, calco-alcaline et riche en K. L'échantillon est riche en REE (REE = 270 ppm) (fig. 10), avec des LREE légèrement fractionnées ( $[\text{La}/\text{Sm}] \text{N} = 2,8$ ), des HREE très peu pentées ( $[\text{Gd}/\text{Yb}] \text{N} = 1,5$ ) et une nette anomalie négative en Eu ( $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,4$ ). Un tel spectre ne traduit pas la présence

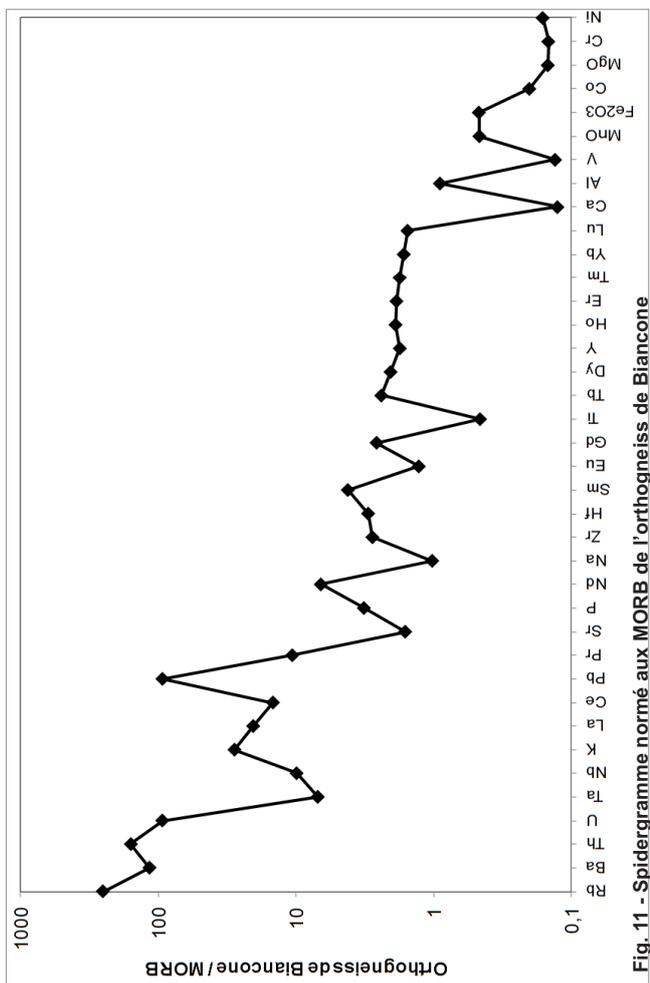


Fig. 11 - Spidergramme normé aux MORB de l'orthogneiss de Biancone

d'amphibole, de cpx ou de grenat dans le résidu de fusion ou dans l'extrait solide. Le spidergramme normé au MORB (fig. 11) est du type calco-alcalin classique, peu fractionné, avec des concentrations décroissantes depuis les LILE jusqu'aux métaux de transition, des anomalies négatives en Ta et Nb et une anomalie positive en Pb. Différentes anomalies négatives témoignent du fractionnement des feldspaths (Ba, Sr, Na, Eu et Ca), des phosphates (P), du zircon, (Zr, Hf) et des oxydes ferro-titanés, lors de la fusion partielle ou lors d'un processus de cristallisation. La composition de cet orthogneiss rappelle celle des granites de type Guéret dans la chaîne hercynienne. Ces granites magnésio-potassiques fortement peralumineux, associés à des enclaves microgrenues sombres, peuvent être interprétés comme résultant d'un processus d'ACF d'un magma calco-alcalin métalumineux à l'origine, assimilant des gneiss pélitiques (Fourcade *et al.*, 2001).

Le protolite du métagranite a été daté sur un échantillon prélevé au Sud-Est, de la feuille Porto Vecchio, dans la presqu'île de la Chiappa, 500 m au Nord-Ouest de Picovaggia (voir figures en annexes). L'âge obtenu est de  $463 \pm 14 / -11$  Ma (U-Pb TIMS) sur zircon, par C. Guerrot au BGRM, à la limite entre Ordovicien moyen et Ordovicien supérieur. Sur l'île de Forana, la datation chimique d'une monazite, sur le même métagranite, a fourni un âge de  $338 \pm 6$  Ma, qui correspond à celui du passage sous  $690 \pm 40$  °C (Dahl, 1997) après le pic métamorphique.

Ces orthogneiss porphyriques sont communs dans l'encaissant du batholite corso-sarde, et plus généralement dans la chaîne hercynienne.

En Sardaigne, l'orthogneiss alumineux de Lodè a été daté (U-Pb) à  $456 \pm 14$  Ma (Helbing et Tiepolo, 2005). Dans le socle de Zicavo, un métagranite alumineux a été daté à  $458 \pm 32$  Ma par évaporation du Pb sur monozircon.

Dans la chaîne varisque, la datation systématique de zircons des formations paléozoïques a révélé l'existence de deux épisodes magmatiques majeurs respectivement autour de 540-550 Ma (limite Ediacarien – Cambrien inférieur) et 460-470 Ma (Ordovicien moyen). P. Alexandre (2007) propose deux pics à  $526 \pm 14$  Ma et  $457 \pm 23$  Ma et J. Melleton (2008) autour de 530 Ma et 473 Ma.

**ζM. Gneiss migmatitiques.** Les gneiss migmatitiques, souvent à macrocristaux de feldspath potassique et dont la taille moyenne est de l'ordre de 1 cm, forment la partie orientale de l'île de Petricaggiosa, la totalité de l'île Piana, ainsi que la majorité de l'île de Maestro Maria. Ils affleurent en outre au sommet de l'îlot du Rocher de Vacca.

**M. Migmatites.** Elles constituent la partie occidentale de l'île de Petricaggiosa, et la plus grande partie de celle de Forana. Sur l'île de Vacca, de la cordiérite a été observée.

## **Magmatisme hercynien : les granitoïdes tardi-orogéniques calco-alcalins**

### **Intrusions à dominante monzogranodioritique (U2a) à biotite ± amphibole structurées NW-SE**

#### **Stocks basiques**

Sur la feuille Sotta – Bonifacio, nous en avons distingué deux types :

- un premier type constitué de mafites de composition gabbro-dioritique ( $\theta\eta$ ), toujours intimement associées aux différents granitoïdes ; leur mise en place est synchrone de celle de leur encaissant granitique ;
- un deuxième type représenté par un seul stock de microdiorite à olivine qui, de par ses caractéristiques pétrogéochimiques, est très probablement à relier à la série des basaltes transitionnels ; basaltes qui se sont mis en place sous la forme de dykes aux temps permien ; l'intrusion de ce stock basique ( $\mu\eta\tau$ ), en contexte hypo-volcanique, est postérieure à celle de la granodiorite de Mola. Sa description est donnée plus loin.

**$\theta\eta$ . Stocks de gabbro-diorite associés aux granitoïdes.** Sur le secteur couvert par la coupure Sotta – Bonifacio – Santa Teresa di Gallura il s'agit pour l'essentiel de stocks de taille métrique à hectométrique, ou plus généralement d'enclaves décimétriques à centimétriques. Ces roches ont les caractéristiques générales des enclaves « microgrenues » (Didier, 1973 ; Orsini, 1980) à savoir :

- une très grande variété de textures (grenues, microgrenues, cumulatives, pegmatitoïdes) ;
- un très large spectre de composition modale (gabbroïque, dioritique, tonalitique) ;
- une paragenèse relativement constante et souvent proche de celle des granitoïdes hôtes : plagioclase + biotite ± amphibole ± cpx ± feldspath potassique ± quartz pour les minéraux essentiels ; apatite, zircon, opaques pour les minéraux accessoires ;
- la présence de nombreux minéraux hors équilibre dont des ocelles de quartz qui, blindées par une couronne de ferromagnésiens, sont nettement visibles à l'observation macroscopique.

Ces roches mafiques sont les témoins d'un magma d'origine mantellique venu se dissocier dans les magmas granitiques en formation à la base de la croûte continentale ; les deux magmas, acide et basique, intimement associés sous la forme de mélanges non achevés, s'injectent de façon synchrone dans les parties hautes de la croûte. Les caractéristiques pétrographiques des roches basiques listées ci-dessus ne font que traduire une histoire pétrogénétique complexe, marquée à la fois par un processus de cristallisation fractionnée du

magma basaltique et ses interactions avec les magmas granitiques hôtes (Zorpi *et al.*, 1989, 1991).

Sur la feuille Sotta – Bonifacio – Santa Teresa di Gallura, ces stocks basiques sont peu abondants, par comparaison avec les feuilles voisines de Roccapina et de Sartène. Ils y constituent des corps allongés NW-SE, de petites dimensions (une puissance généralement de l'ordre du décimètre pour un allongement hectométrique); celui de Sotta est ici un cas particulier. Ses dimensions plurikilométriques lui confèrent une importance d'ordre régional. Nous le décrivons avec les autres faciès du complexe intrusif de Sotta auquel il appartient (« Corps basique gabbro-dioritique de Vascolacciu-Murtetu », *cf. infra*).

Dans l'intérieur des terres, les matériaux mafiques sont dans l'ensemble très altérés ; ils ne se signalent souvent que par la présence d'un sol très brun à noirâtre. On peut en observer :

- dans l'intrusion tonalogramodioritique de Tarrabucceta au lieu-dit Cippone (immédiatement à l'Ouest de cette localité) et près de Lastreto et Pentacciu à l'extrême Nord de l'intrusion ;
- dans les monzogranites à biotite et amphibole de Caldarello immédiatement au Sud de l'embranchement pour Monacia d'Aullène ainsi qu'à un kilomètre à l'Ouest de Monte ;
- associés au complexe intrusif de Chera, à la fois dans le faciès monzogranite à biotite à hauteur de la Bocca di Laggiarinu, ainsi qu'au sein du faciès monzogranite à feldspath potassique automorphe (extrémité septentrionale de l'aéroport de Figari) ;
- dans la granodiorite porphyroïde de Cala Longa, 500 m à l'Ouest de l'étang de Purgatorio.

Sur les gisements côtiers, il en va différemment car les affleurements sont d'une très grande qualité. Celui de Punta Falcone en Gallura, tout à fait remarquable, a fait l'objet de nombreuses études (Orsini 1980 ; Braglia *et al.*, 1981 ; Tomasini, 1991). Les deux nouveaux gisements côtiers, associés au pluton de Pianotolli-Caldarello – Chevanu sur l'île de Cavallo et à la pointe de Capineru, sont tout aussi parlants. On peut y observer la netteté des contacts entre matériaux acide et basique et toutes les figures classiques des processus de « mingling ».

### **Corps intrusifs d'extension régionale**

**Intrusions du groupe (Ga) : tonalogramodiorites à grain moyen, à biotite et amphibole**

#### **• Intrusion tonalitique de Tarrabucceta**

<sup>1</sup>γ<sup>5</sup>. Tonalite à biotite et amphibole

#### **Caractères généraux**

Cette intrusion de composition tonalitique (fig. 6) se présente comme une unité pétrographique relativement homogène, sous la forme d'une bande de 3 km de large par 7 km de long. Elle affleure dans le fond de la dépression de Figari, en contrebas des reliefs de la chaîne de l'Omo di Cagna coté ouest et des plateaux de Punta di Stavulinca, Punta di Vari coté est. Un lambeau de ces mêmes tonalites, n'excédant pas 1,5 km<sup>2</sup>, a été reconnu un peu plus au Nord-Ouest de l'affleurement principal dans le vallon de l'Orgone, en fenêtre sous les formations du complexe intrusif de Sotta.

Cette roche, facilement altérable, produit une arène brunâtre de plusieurs mètres d'épaisseur qui localement peut être encore cohérente. Dans ce cas les structures magmatiques y sont bien conservées et peuvent être exploitées d'un point de vue structural.

Les affleurements frais sont cependant assez rares. Il en résulte un relief de basses plaines, accidenté par quelques bosses sur lesquelles il n'est pas rare de rencontrer des boules résiduelles et déplacées, constituées de tonalite non altérée. Le relief s'élève progressivement vers le NW sous la forme de collines moles pour atteindre la côte 215 à U Monte, légèrement au Sud-Est de Tarrabucceta. Cette formation tonalitique constitue l'essentiel du soubassement du bassin de Figari, arrosé par le ruisseau de Carcerone qui avec ses affluents est responsable, de par son action d'érosion régressive, du modelé actuel du bassin.

#### **Caractères pétrographiques et minéralogiques**

La roche peut être observée en place et dans un bon état de fraîcheur dans les talus de la D322, dans un secteur proche du croisement avec la voie d'accès à l'aéroport Figari – Corse du Sud.

À l'observation macroscopique, cette tonalite se présente comme une roche de grain moyen à grossier, caractérisée par une fabrique magmatique planaire toujours très bien identifiable. Des enclaves de type microgrenu et de composition gabbro-dioritique ± quartzifère, y sont relativement abondantes. De taille décimétrique à pluridécimétrique, elles apparaissent sous la forme de galettes aplaties disposées conformément à la structuration magmatique minérale qu'elles soulignent à l'échelle mégascopique. À noter aussi la présence locale de petits septa gabbro-dioritiques de taille décimétrique à hectométrique (le plus important d'entre eux se situant à l'Ouest de Tarrabucceta au lieu-dit Cippone).

À la cassure fraîche, cette tonalitique se présente comme une roche leucocrate. Le fond quartzo-feldspathique est constitué essentiellement par du plagioclase en cristaux automorphes de 5 à 8 mm de long (65 % du volume total en moyenne) et du quartz (28 %) très bien visible car présent sous la forme d'amas globuleux pouvant atteindre 15 mm de diamètre. Le feldspath potassique y est très discret ; ses teneurs modales ne dépassent pas 5 % ; il apparaît sous la forme de petits cristaux xénomorphes de couleur rosée. Les minéraux ferromagnésiens (biotite ± amphibole) y sont bien représentés (10 % en moyenne). Ils se détachent sur le fond clair de la roche. La biotite, en cristaux automorphes (2 à 4 mm), est fréquemment regroupée en minces lits discontinus, moulant des cristaux, ou des amas de cristaux plus ou moins étirés de plagioclases, matérialisant ainsi la structuration planaire de la roche. L'amphibole est bien repérable sous la forme de cristaux nettement automorphes de 6 à 8 mm de long.

L'analyse microscopique confirme la paragenèse : quartz - plagioclase - feldspath potassique - biotite ± amphibole verte - opaques comme phases principales, accompagnées d'apatite, zircon, nombreuses allanites automorphes et richement zonées, comme minéraux accessoires. Épidote, chlorite, sphène et hématite sont les minéraux deutéritiques les plus courants. À noter que l'on peut distinguer deux générations de cristaux de plagioclase :

– de grands cristaux plurimillimétriques, bien automorphes, ayant subi une histoire pétrogénétique complexe comme le laisse supposer les riches zonages, la présence de cœurs corrodés, des zonages en taches, des cristaux à aspect criblé, de nombreuses inclusions de hornblende, biotite, opaques. Ces grands cristaux de composition andésine-oligoclase, souvent accolés entre eux, fréquemment associés à des plages polycristallines de quartz, dessinent dans le meilleur des cas un litage fruste. Ces derniers alternent avec des lits discontinus de biotite automorphe à sub-automorphe très pléochroïque, dans lesquels on peut aussi rencontrer de la hornblende verte en grandes baguettes et des nids de minéraux opaques ;

– de petits cristaux infra-millimétriques d'apparence moins complexe sont présents ; ils sont fréquemment inclus dans des plages de microcline poécilitique peu ou pas perthitique qui, disposées de façon aléatoire, ne participent pas à la structuration magmatique planaire décrite ci-dessus. Avec les petits cristaux de quartz interstitiels, ils marquent la fin de la cristallisation du magma.

Les cristaux de quartz montrent de façon systématique une extinction onduleuse et assez fréquemment des sous-joints ; des plages de quartz, de forme ellipsoïdale, constituées de plusieurs grains, ne sont pas rares. Les grandes lattes de plagioclases, tout comme la biotite et dans une moindre mesure l'amphibole portent, comme les cristaux de quartz, la trace d'une déformation à l'état plastique : extinction onduleuse et torsion modérée des macles polysynthétiques, voire de cassures non cicatrisées des feldspaths ; figures de torsion dans les

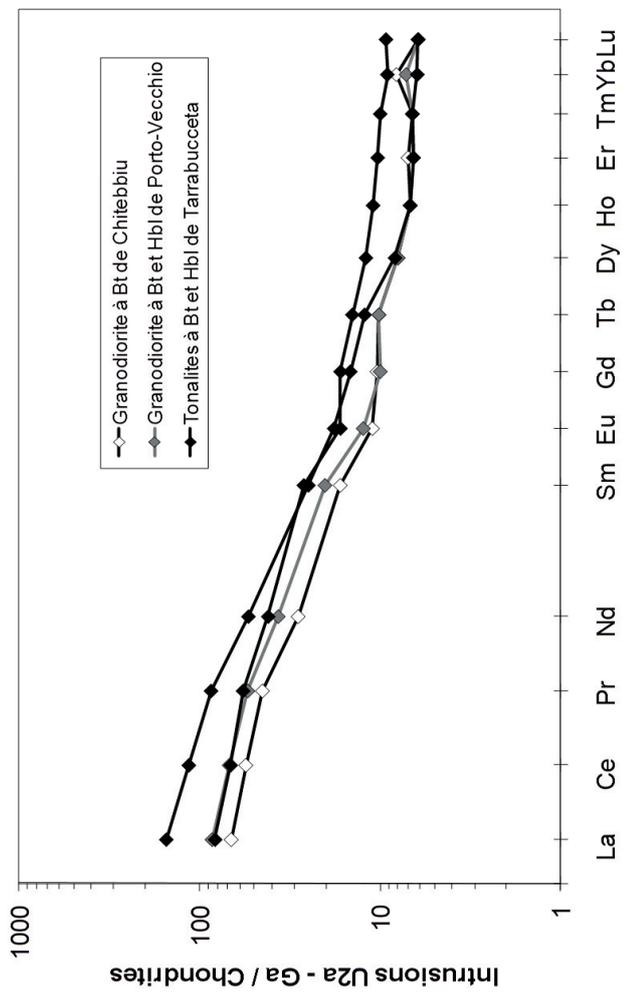


Fig. 12 - Spectres de Terres Rares normés aux chondrites des granitoïdes U2a-Ga. Globalement, les spectres s'abaissent en fonction de l'augmentation de la silice

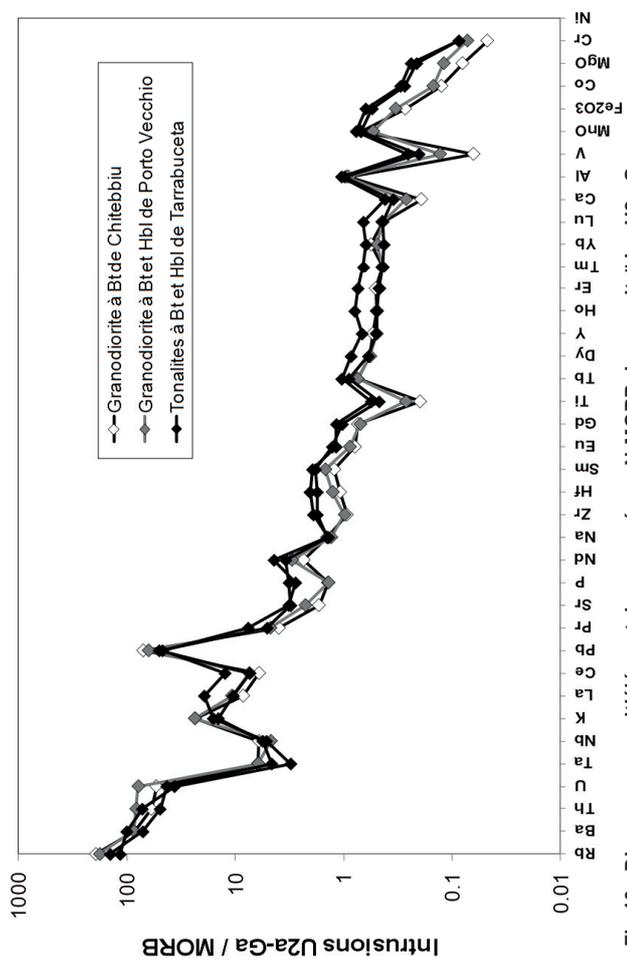


Fig.13 - Diagrammes multiélémentaires normés au N-MORB des granitoïdes Uza-Ga

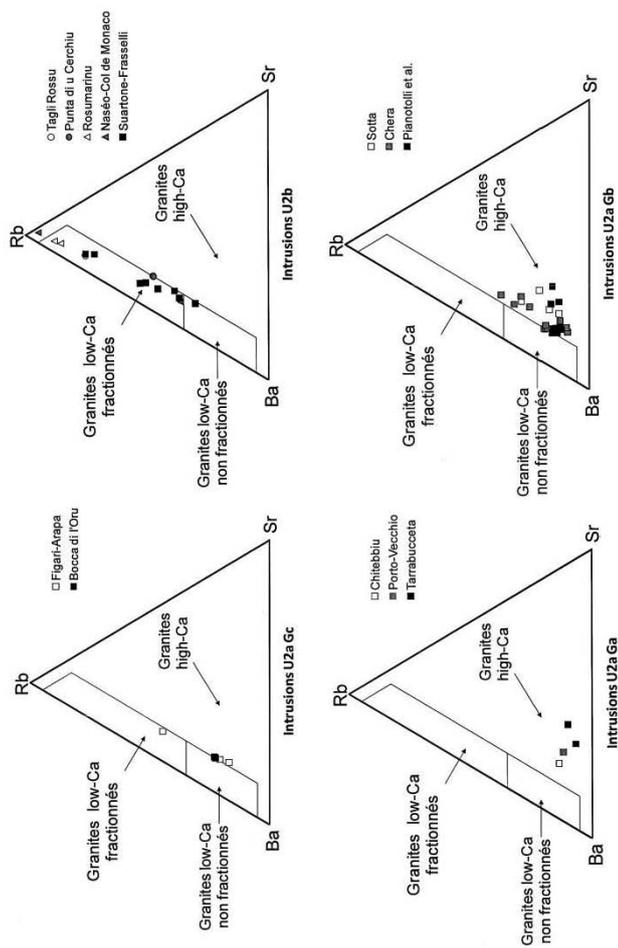


Fig. 14 - Diagrammes ternaires Rb-Sr-Ba montrant l'enrichissement régulier en Rb depuis les intrusions U2a Ga jusqu'aux intrusions U2b. D'après A.-M. El Bouseily, et A.-A. El Sokkary (1975) modifié

biotites qui ne s'accompagnent pas de kink-bands ; rares cristaux morcelés de hornblende, cicatrisés par du microcline tardif. Un ensemble de critères qui indiquent une déformation limitée de ces matériaux, à l'état solide (Bouchez *et al.*, 1981).

Sur la base des caractères microscopiques définis ci-dessus, on peut conclure que, dans l'intrusion tonalitique de Tarrabucceta, à l'écoulement visqueux, magmatique qui est à l'origine de la fabrique plano-linéaire, a probablement succédé un flux plastique d'intensité très modérée.

#### **Caractéristiques géochimiques**

Les deux échantillons analysés (n° 900, 901) sont des tonalites de composition intermédiaire ( $\text{SiO}_2$  % < 66 %) avec un « Differentiation Index » (Thorton et Tuttle, 1960) relativement bas ( $\text{DI} < 70$ ). Parmi les autres caractéristiques en éléments majeurs, on note la richesse en CaO et en  $\text{P}_2\text{O}_5$ , la faible somme des oxydes alcalins ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} < 6$  %) et le rapport  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} < 1$ .

Ces tonalites appartiennent à une suite métalumineuse ( $\text{A}/\text{CNK} = 0,97$ ), calcique, magnésienne (M value  $\sim 38$  ; Hughes et Hussey, 1976) et moyennement potassique.

La somme des REE est importante, comprise entre 130 et 200 ppm. Les spectres normés aux chondrites (fig. 12) peuvent être très fractionnés,  $(\text{La}/\text{Yb})_N$  pouvant dépasser 24, avec des LREE fractionnées :  $(\text{La}/\text{Sm})_N$  compris entre 3 et 6, et des HREE peu fractionnées avec  $(\text{Gd}/\text{Yb})_N$  autour de 2. Les anomalies négatives en Eu sont inexistantes à modestes,  $\text{Eu}/\text{Eu}^*$  étant compris entre 0,94 et 0,79.

Les spectres normés au MORB (fig. 13) apparaissent bien fractionnés depuis les LILE jusqu'aux métaux de transition, ce qui, avec les fortes anomalies négatives en Ta et Nb et la forte anomalie positive en Pb, correspond aux roches magmatiques typiques des environnements associés à la subduction. Ces spectres montrent différentes anomalies négatives liées à des fractionnements magmatiques : Sr, Na, Eu, Ca (plagioclases), P (apatite), Zr (zircon) et Ti, V (Oxydes ferro-titanés) et MgO, Cr, Ni (silicates ferro-magnésiens et oxydes).

Parmi les LILE, Rb présente des concentrations basses ( $\text{Rb} < 80$  ppm) alors que Sr et Ba ont des concentrations élevées. Dans le ternaire Rb/Sr/Ba, les échantillons de Tarrabucceta correspondent à des granitoïdes « High-Ca » (fig. 14).

En conclusion, les échantillons de Tarrabucceta présentent un chimisme de roche magmatique créée en contexte de subduction et de nature relativement primitive.

### **Organisation d'ensemble**

L'extension de cette bande tonalitique est résiduelle. Elle est limitée sur ses côtés nord-ouest et sud-est par les grands accidents qui sont à l'origine de la formation du graben. Au Sud et au Sud-Est ainsi qu'au Nord, elle est limitée par les granitoïdes du complexe intrusif de Chera qui lui sont postérieurs.

À l'échelle mégascopique, l'agencement des structures magmatiques planaires fait apparaître une organisation d'ensemble nettement sub-horizontale dans tout le secteur de Tarrabucceta. Les pendages  $\gamma$  sont très faibles, souvent inférieur à  $10^\circ$  dans des directions assez variables. Sur les affleurements plus méridionaux, la fluidalité planaire prend une direction nettement NW-SE avec toujours un pendage faible à moyen au Sud-Est ( $30$  à  $40^\circ$ ). L'analyse ASM confirme cette organisation faisant apparaître en plus une linéation magnétique N90 à N150 sub-horizontale.

Ce corps plutonique a très probablement une architecture en feuillet. Reconnu, au stade actuel, sur quelques  $20 \text{ km}^2$ , il s'enfonce faiblement vers le Sud-Ouest sous les monzogranodiorites des marais de Canniccia. Ne connaissant pas le plancher de cette formation, son épaisseur ne peut être mesurée ; la tranche actuellement visible peut être estimée à  $200 \text{ m}$  de puissance environ. Ces matériaux tonalitiques, de par leur composition et leur fabrique plano-linéaire fortement marquée, sont tout à fait comparables à ceux qui affleurent plus au Nord-Ouest, sur le plateau du Coscione (Giraud, 1983). Une datation U/Pb par la méthode SHRIMP donne pour cette intrusion de Tarrabucceta un âge de  $292 \pm 5 \text{ Ma}$ , proche de celle du Coscione ( $297 \pm 2 \text{ Ma}$ , feuille Bastelica ; à paraître).

#### **• Intrusion de Porto-Vecchio**

<sup>1</sup><sub>VPV</sub><sup>4</sup>. **Granodiorite à biotite et amphibole.**

##### **Caractères généraux**

Cette intrusion se développe très largement sur la feuille de Porto-Vecchio, où elle affleure en continu sur plus de  $20 \text{ km}$ . On peut la suivre depuis la Bocca di a Paratta au Nord, où elle intrude le panneau de socle cristallophyllien de Fautéa, jusqu'au Sud de la vallée du Stabiacciu (feuille Sotta – Bonifacio) où nous n'en connaissons que sa terminaison méridionale.

La granodiorite de Porto-Vecchio (fig. 6) constitue, tout comme l'intrusion précédente, un corps plutonique très homogène. Facilement altérable, elle est toujours très fortement arénisée. Dans le secteur qui nous occupe, elle affleure dans les zones les plus déprimées de la partie sud du bassin de Porto-Vecchio, donnant un relief de plaine, et prolongeant ainsi vers le Nord, par delà le seuil de Salvodilèvo, la morphologie en graben NE-SW précédemment décrite et qui dans la région porte le nom de « Pian d'Alvreto ».

### *Caractères pétrographiques et minéralogiques*

Ces plutonites sont bien observables, à l'état frais, dans des chaos de boules sub-en place, comme cela est fréquent dans les environs immédiats des hameaux de Piannelli, Arca, Ceccia, Pascialello. La roche se présente alors comme un matériau à grain moyen, dans lequel se détachent sur un fond clair, des empilements de lamelles de biotite parfaitement automorphes et des aiguilles d'amphibole approchant souvent 15 mm de long. Dans la trame quartzofeldspathique, le plagioclase blanc laiteux est le minéral le plus abondant. Il est accompagné par du quartz et du feldspath potassique ; ce dernier, peu abondant, se détecte par sa couleur rosée. L'abondance constante d'amphibole en grandes aiguilles souvent centimétriques, l'automorphie bien marquée de la biotite, et une structuration planaire quasi-inexistante, sont autant de critères qui permettent de bien caractériser ces roches sur le terrain et de les distinguer très facilement des tonalites précédentes. De par leur composition franchement granodioritique, elles sont nettement plus riches en feldspath potassique, mais aussi beaucoup plus quartziques que ces dernières ; ce qui est confirmé par les données chimiques (fig. 6).

À noter qu'elles renferment, tout comme les tonalites de l'intrusion précédente, une quantité importante d'enclaves magmatiques de type microgrenu. Celles-ci, de composition globalement gabbro-dioritique plus ou moins quartzifère, montrent non seulement de très importantes variations de composition modale, mais aussi de texture (roches à grain fin ou plus grossier, porphyrique ou isogranulaire, présence d'ocelles de quartz blindé) ; autant de caractéristiques qui en soulignent le caractère hybride. Ces enclaves ne présentent pas une direction d'aplatissement ou d'allongement préférentielle. Leur forme sub-sphérique va de pair avec la structuration peu ou pas marquée de leur matrice. À noter de plus, la présence très locale de xénolites de cornéennes, dont quelques enclaves décimétriques de cipolin.

L'analyse modale de ces plutonites donne une composition granodioritique, proche de la limite des monzogranites. À l'observation microscopique, la paragenèse courante est constituée de plagioclase (38 % du volume total), de quartz (34 %), de feldspath alcalin (17 %), de biotite (9 %), qui prédomine largement sur l'amphibole (2 %) toujours présente. Parmi les accessoires : minéraux opaques ferro-titanés, apatite, zircon ; il faut noter aussi la présence marquée de prismes d'allanite automorphes maclés et zonés. Albite, épidote calcique, chlorite et hématite constituent les phases issues de l'altération hydrothermale.

Il n'a pas été observé d'organisation minérale suggérant la présence d'une structuration plano-linéaire. Les cristaux de plagioclase, bien automorphes, sont finement zonés, de composition andésine-oligoclase ; ils sont très fréquemment regroupés en amas de deux à trois individus, parfois jusqu'à une dizaine.

L'amphibole, une hornblende verte, est toujours présente, généralement sous forme de cristaux automorphes de grande taille, voire seulement en inclusion dans le plagioclase. La biotite, automorphe à subautomorphe, est la phase colorée prédominante. Les cristaux, souvent regroupés en nids, englobent l'amphibole et les opaques, parfois de petits plagioclases. Ils incluent des prismes trapus d'apatite et de zircon. Le quartz se présente en grandes plages globulaires, mono- ou polycristallines, donnant un aspect hétérogranulaire à la roche. Les grands cristaux de quartz montrent des contours automorphes uniquement au contact du microcline. Ce dernier, d'aspect souvent moiré et peu perthitique, englobe tous les autres minéraux, corrodant plagioclase et biotite. Avec le quartz interstitiel, il termine la séquence de cristallisation. Quartz, plagioclase et biotite portent les séquelles d'une très légère déformation finie magmatique.

Cette belle roche est très prisée comme matériau de construction dans tout l'Extrême-Sud corse et ceci apparemment depuis les temps préhistoriques. Les monuments funéraires du site de Vasculacciu (âge du Bronze) établis sur les gabbros de Sotta à 182 m d'altitude sont en partie construits avec ce matériau. Des dalles de dimensions plurimétriques, de 15 à 20 cm d'épaisseur, y ont été transportées dans un rayon de plus de 5 km avec un dénivelé de quelques 150 m (Tramoni *et al.*, 2003 -2004). Il n'est pas rare d'observer, encore actuellement, des exploitations artisanales très ponctuelles de cette roche à la faveur de chaos de boules saines pour en débiter de petits blocs (construction de murets).

### **Caractéristiques géochimiques**

L'échantillon analysé de l'intrusion de Porto-Vecchio (n° 907) est une granodiorite modérément acide ( $\text{SiO}_2 = 70\%$ ,  $\text{DI} = 78$ ), riche en CaO, avec une somme en oxydes alcalins inférieure à 7% et un rapport  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} < 1$ . L'échantillon est très faiblement peralumineux ( $\text{A}/\text{CNK} \sim 1$ ), calcique, magnésien ( $\text{M value} = 37$ ) et riche en K.

La somme des REE atteint 126 ppm. Le spectre normé aux chondrites (fig. 12) est nettement fractionné avec  $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}} = 11,9$ . Les LREE sont bien fractionnés,  $(\text{La}/\text{Sm})_{\text{N}} = 4,2$ . L'anomalie négative en Eu est très faible,  $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,88$ . Les HREE sont peu fractionnées avec  $(\text{Gd}/\text{Yb})_{\text{N}} = 1,4$ , mais ce spectre de HREE présente une légère concavité très probablement associée à un fractionnement de hornblende.

Parmi les LILE, Rb a une concentration relativement basse (100 ppm), alors que Sr et Ba ont des concentrations nettement plus élevées. Dans le ternaire Rb/Sr/Ba, l'échantillon de Porto-Vecchio correspond à un granitoïde riche en Ca (fig. 14).

Le spectre normé au MORB (fig. 13) est bien fractionné depuis les LILE jusqu'aux métaux de transition, ce qui, avec les fortes anomalies négatives en Ta

et Nb et la forte anomalie positive en Pb, correspond aux roches magmatiques typiques des environnements associés à la subduction. Ce spectre présente quelques anomalies négatives liées à des fractionnements magmatiques mais ces anomalies sont modestes (Sr, P, Na, Zr, Ti, Ca et V).

En conclusion, l'échantillon de Porto-Vecchio présente un chimisme de granitoïde peu évolué, associé à un contexte de subduction. Il apparaît un tout petit peu plus évolué que les échantillons de Tarrabucceta.

### **Organisation d'ensemble**

Sur la coupure Sotta – Bonifacio, la terminaison méridionale de l'intrusion de Porto-Vecchio est marquée par la présence de deux corps intrusifs qui lui sont postérieurs : celui du complexe de Sotta et celui des monzogranites leucocrates de Bocca di l'Oro. Les relations chronologiques entre l'intrusion de Porto-Vecchio et celle des granodiorites porphyroïdes type Cerbicale-Calla Longa qui affleurent côté est ne sont pas connues. À noter de plus que ce pluton, toujours dans sa terminaison méridionale, est intrudé par celui de Chitebbiu, lui aussi de composition granodioritique.

Sur la feuille Porto-Vecchio, ce grand corps intrusif est décrit comme une lame pentée vers l'Est ; lame qui, dans sa partie septentrionale, s'ennoie avec un faible pendage sous les métamorphites de Fautéa (Rouire *et al.*, 1993). Sur Sotta – Bonifacio, les données de l'analyse ASM indiquent bien la présence d'une linéation magnétique orientée N130, faiblement pentée vers le Sud-Est de moins de 20°. Y sont associés des plans de foliations magmatiques eux aussi inclinés au SSE. Sur le secteur intéressé par notre étude, il est donc possible de reconnaître la terminaison sud de cette vaste intrusion qui s'enfonce sous les formations plutoniques du complexe de Sotta dont la mise en place lui est chronologiquement postérieure (*cf. infra*).

### **• Intrusion de Chitebbiu**

#### **<sup>1</sup>Y<sup>4</sup>Chi. Granodiorite à biotite ± amphibole**

#### **Caractères généraux**

Il s'agit d'un pluton de petites dimensions, se présentant comme une lame sub-verticale de moins de 5 km de long pour 1,5 km de large, et qui se dispose, comme, toutes les autres intrusions de nature granodioritique (fig. 6), selon la direction régionale NW-SE. Ce pluton s'individualise bien sur le plan morphologique car, moins altérable que la granodiorite environnante, il forme des reliefs abrupts dont les sommets dominant de plus de 200 m la plaine côtière de Porto-Vecchio. Un site stratégique qui a été investi par les hommes préhistoriques de l'âge du bronze, d'où la toponymie : Castellu, Mont Préhistorique, *etc.*

Les limites géologiques du pluton sont délicates à définir dans le détail car sur ses bordures nord et est, les contacts avec la granodiorite de Porto-Vecchio sont masqués par un cordon d'alluvions quaternaires et actuelles déposées par le ruisseau du Stabiacciu et de ses affluents. Coté sud, bien qu'il soit situé dans un secteur très boisé et emmaquisé, le contact peut être relativement bien délimité. À la faveur d'une topographie accidentée, il apparaît comme sub-vertical, ce qui est confirmé par une mesure ASM qui fait apparaître un plan de foliation N121° avec un pendage fort de 74° vers l'intérieur de la structure.

#### *Caractères pétrographiques et minéralogiques*

Les roches de ce petit pluton montrent une légère variation de faciès depuis les zones du cœur de l'intrusion, où l'on rencontre un matériau de composition granodioritique, présentant une texture à gros grain, par rapport à des zones plus externes constituées de roches légèrement moins différenciées et à grain plus fin, voire très localement de type microgrenu à biotite et amphibole (observé seulement en « pierres volantes » dans le voisinage du hameau de Ceccia). À l'observation macroscopique, ces granodiorites ont un aspect hétérogranulaire qui se manifeste par la présence de grands cristaux de feldspaths potassiques automorphes à sub-automorphes (1,5 cm), de couleur rose chair soutenue. Ils baignent dans un fond blanchâtre constitué de plagioclase en baguettes automorphes (1,5 à 1 cm), de billes de quartz (5 à 7 mm) et de biotite, toujours sous la forme de petites lamelles n'excédant pas 3 mm. Le passage aux granodiorites plus externes se marque par le caractère plus isogranulaire de la roche avec disparition des grands cristaux de feldspath potassique et diminution nette de la taille du grain de l'ensemble des minéraux.

L'observation microscopique confirme l'absence apparente d'une fabrique plano-linéaire. Dans les deux faciès, le plagioclase a un aspect plutôt trapu. Il montre de belles zonations de type normal andésine basique – oligoclase avec souvent des reliques de cœurs plus basiques. Il est accompagné par de la biotite. Cette dernière est plus abondante dans les termes granodioritiques de bordure où elle peut être associée, localement, à de rares cristaux de hornblende. Très pléochroïque, la biotite s'observe en lamelles automorphes, soit au cœur des plagioclases, soit accolée à ces derniers. Elle apparaît donc très tôt au liquidus. Sa cristallisation est suivie par celle du quartz qui se présente en plages globuleuses dans les deux faciès. Dans le terme granodioritique de bordure, il peut acquérir un caractère interstitiel, comblant les vides entre les cristaux automorphes de plagioclase et biotite. Le microcline en cristaux fortement poecilites englobe tous les autres minéraux. C'est lui qui, dans les deux termes, termine la cristallisation.

L'examen microscopique du quartz montre que les matériaux de l'intrusion de Chitebbiu ne présentent quasiment pas de déformation à l'état solide.

### ***Caractéristiques géochimiques***

L'échantillon analysé (n° 810) de la petite intrusion de Chitebbiu est une granodiorite qui approche les 72 % de silice et dont le DI est de 84. Cette granodiorite est riche en Ca, la somme des oxydes alcalins est proche de 7 % et le rapport  $K_2O/Na_2O < 1$ .

Il s'agit d'une roche légèrement peralumineuse ( $A/CNK = 1,03$ ), calcique, magnésienne ( $M_{val} = 32$ ) et moyennement potassique.

La somme des REE est de 100 ppm. Le spectre normé aux chondrites (fig. 12) est bien fractionné avec  $(La/Yb)_N = 8,16$ . Les LREE sont bien fractionnés,  $(La/Sm)_N = 4$ . L'anomalie négative en Eu est très faible,  $Eu/Eu^* = 0,84$ . Les HREE sont peu fractionnés avec  $(Gd/Yb)_N = 1,28$ , mais ce spectre de HREE présente une légère concavité très probablement associée à un fractionnement de hornblende. La géométrie de ce spectre de REE est très proche de celle du spectre de l'échantillon de Porto-Vecchio.

Parmi les LILE, Rb a une concentration relativement basse (100 ppm), alors que Sr et Ba ont des concentrations nettement plus élevées. Dans le ternaire Rb/Sr/Ba, l'échantillon de Porto-Vecchio correspond à un granitoïde riche en Ca (fig. 14).

Le spidergramme normé au MORB (fig. 13) est bien fractionné depuis les LILE jusqu'aux métaux de transition, ce qui, avec les fortes anomalies négatives en Ta et Nb et la forte anomalie positive en Pb, correspond aux roches magmatiques typiques des environnements associés à la subduction. Ce spectre présente quelques anomalies négatives liées à des fractionnements magmatiques mais ces anomalies sont modestes (Sr, P, Na, Zr, Ti, Ca et V). Ce spidergramme est très proche de celui de l'échantillon de Porto-Vecchio, en un petit peu plus évolué.

En conclusion, l'échantillon de Chitebbiu présente un chimisme de granitoïde peu évolué, associé à un contexte de subduction. Son chimisme est proche de celui des échantillons de Tarrabucceta et de Porto-Vecchio, en un petit peu plus évolué.

### ***Organisation d'ensemble***

En conclusion, le pluton de Chitebbiu se présente comme une lame de petite dimension qui, orientée selon la direction régionale NW-SE, s'est injectée de façon subverticale dans la granodiorite de Porto-Vecchio pour partie refroidie.

**Intrusions du groupe (Gb) : monzogranodiorites à grain grossier, à biotite ± amphibole**

**• Intrusion différenciée de Pianotolli-Caldarello-Chevanu**

*Caractères généraux* (fig. 5, hors texte et 6)

Ce pluton affleure, dans le secteur d'étude, selon une bande de 5 km de large, orientée NW-SE depuis Poggio di Roto à l'Ouest jusqu'à la Punta di Ventilegne où il disparaît en mer. Il réapparaît au-delà du Causse de Bonifacio, dans le secteur de Spérone, et se poursuit vers l'Est, dans l'archipel des Lavezzi et les îlots du Sperduto.

Cette intrusion, limitée au Nord-Est par les granitoïdes de Chera, masquée au Sud-Ouest par les eaux du détroit de Bonifacio, est tronçonnée de façon quasi-orthogonale par les différents plutons de monzogranites leucocrates tardifs qui la recourent. Nous n'en observons donc qu'une partie très résiduelle et discontinue. À noter que ce corps intrusif se poursuit très largement vers le Nord-Ouest, sur les feuilles de Roccapina puis de Sartène. Il y est représenté par les granitoïdes porphyroïdes de Tizzano (J. Marre *et al.*, 1981, 1984, 1986) qui affleurent à La Tour d'Olmeto pour disparaître en mer au Sud de Campomoro dans le secteur de Punta d'Eccica.

C'est donc la partie très incomplète d'un très grand complexe intrusif, que nous observons aujourd'hui à l'affleurement sur plus de 50 km de long pour une largeur, qui dans le secteur étudié, n'excède pas 5 km.

Ce complexe est constitué par l'association de trois ensembles aux caractères pétrographiques bien typés.

**• Ensemble de Pianotolli – Caldarello – La Testa**

Les matériaux qui le constituent montrent dans le détail des variations de faciès entre un pôle monzogranodioritique type Caldarello et un pôle monzogranitique type La Testa. Variations qui se marquent par des proportions différentes en feldspaths potassique, mais aussi en minéraux colorés, biotite et amphibole, voire l'absence de cette dernière. Si le terme monzogranitique à biotite seule prédomine dans le secteur de Testa di u Gattu, il peut être aussi observé localement, plus à l'Ouest, dans la zone Pianotolli – Caldarello – Mte. Cheta, étroitement associé aux monzogranodiorites riches en amphibole, sans qu'il soit possible de donner un rendu cartographique de ces variations. Les teneurs en éléments majeurs de ces roches confirment cette diversité pétrographique.

**• Ensemble des granodiorites à biotite et amphibole de Chevanu**

Elles n'apparaissent que de façon marginale, en bordure de mer, sous la forme d'un alignement discontinu d'affleurements. Ces derniers, représentés d'Est ou

Ouest par les îles Lavezzi, la partie sud de l'île de Cavallo, la bordure côtière de Spérone en partie sous la transgression miocène et la zone côtière de l'anse de Chevanu limitent vers le Sud les monzogranodioritiques de Pianotolli – Caldarello, soulignant ainsi la disposition NW-SE de cette vaste intrusion.

• **Ensemble monzogranodiorite à grain fin de Giésulle**

Ces monzogranodiorites à grain fin ne sont présentes que dans la partie la plus occidentale du complexe. Elles constituent deux petits corps plutoniques : des feuillettes allongés de quelques hectomètres de long pour une épaisseur d'une cinquantaine de mètres selon une direction N120 conformément à la disposition des plans de la foliation magmatique des monzogranodiorites encaissantes de Pianotolli – Caldarello. Ces roches affleurant dans de très mauvaises conditions ont été souvent reconnues en « pierres volantes ». Il n'a pas été effectué d'analyses chimiques de ces roches.

À noter enfin que tous ces granitoïdes renferment en quantité variable des matériaux basiques de composition gabbro-dioritique ± quartzique sous forme d'enclaves de taille centimétrique à décimétrique et de stocks décamétriques à hectométriques. L'analyse des contacts montre que la mise en place de ces roches mafiques est toujours synchrone de celle des granitoïdes encaissants.

<sup>2</sup><sub>34</sub>Ca. **Monzogranodiorites à biotite ± amphibole type Caldarello.** À l'observation macroscopique ces monzogranodiorites se présentent comme un matériau à grain grossier avec un caractère hétérogranulaire très affirmé. Le fond clair de la roche est constitué :

- de quartz gris se disposant en amas globuleux, polycristallins, pouvant atteindre 2 cm dans leur plus grande dimension ;
- de plagioclases, en tablettes automorphes blanchâtres, dont la taille est très variable mais généralement inférieure au cm ;
- de cristaux de feldspath potassique xénomorphes, plurimillimétriques, de couleur rosée.

Sur ce fond se détachent très nettement :

- des lamelles (4 à 5 mm) de biotite automorphe généralement regroupées en nids bien répartis dans la masse, généralement associées, à des prismes automorphes d'amphibole ; ces derniers atteignent dans le meilleur des cas 10 à 15 mm de long ;
- des cristaux de feldspath potassique d'une couleur rosée souvent soutenue, d'aspect trapu dont la taille peut atteindre 2 cm. Ils se présentent comme des cristaux subautomorphes car leurs contours sont diffus.

L'analyse microscopique confirme les variations de faciès détectées à l'œil nu. C'est le plagioclase qui constitue la phase prépondérante. Il représente

jusqu'à 63 % du volume total dans les termes les plus granodioritiques pour seulement 37 % dans les termes franchement monzonitiques. Il se présente toujours en cristaux très automorphes, bien maclés, très zonés, avec des cœurs corrodés, des figures de pachy zoning. Ces cristaux sont souvent regroupés en amas ; ils sont alors de plus petite taille et leur automorphie est moins affirmée. Ils montrent des inclusions de minéraux accessoires mais aussi de biotite et d'amphibole sur leurs bordures. C'est sans aucun doute le minéral qui est apparu le premier au liquidus après les minéraux accessoires : opaques, zircon, apatite, allanite. Sa composition moyenne varie depuis un cœur d'andésine basique à une bordure d'oligoclase-albite.

L'amphibole en prismes automorphes n'est jamais abondante ; toujours moins de 1 % du volume total et souvent seulement en traces. Il s'agit d'une hornblende d'un vert très soutenu, incluant les minéraux accessoires.

La biotite (jusqu'à 10 % du volume total) est elle aussi en cristaux bien automorphes au contact du quartz et du microcline ; elle est très pléochroïque avec des teintes brun-jaune clair à brun sombre, presque noir incluant les différents minéraux accessoires. Souvent regroupée en amas, elle montre des limites festonnées au contact du plagioclase. Amphibole et biotite apparaissent légèrement en retrait par rapport au plagioclase dans l'ordre d'apparition des minéraux.

Le quartz se place dans cet ordre à la suite des ferromagnésiens ; il est abondant (entre 20 et 30 % du volume total) généralement sous la forme de grandes plages polycristallines, xénomorphes sauf au contact du microcline où l'automorphie des sections peut être parfaite. Il se présente aussi en cristaux très xénomorphes, comblant les vides entre les cristaux les plus précoces : plagioclases, biotite, amphibole.

Le feldspath potassique, comme le quartz apparaît sous deux aspects : de gros cristaux, maclés carlsbad, à cœur automorphe, montrant de très belles zones de croissance, avec des bordures xénomorphes qui incluent tout les autres minéraux, et des petits cristaux interstitiels qui terminent la cristallisation. Tous ces cristaux, peu perthitiques, montrent le moirage du microcline. Ils corrodent fortement les plagioclases qui, à leur contact, montrent de fréquentes figures mirmékistiques.

La fabrique planaire de ces roches est bien marquée, soulignée par la disposition en minces lits discontinus de minéraux ferromagnésiens qui alternent localement avec des lits à dominante quartzofeldspathique. Cette fabrique est strictement d'origine magmatique. D'après l'état du quartz (extinction roulante) et quelques débuts de sous-joints, les déformations à l'état solide sont extrêmement limitées.

<sup>2</sup> $\gamma$ <sup>3</sup>. **Monzogranites à biotite type La Testa.** Ils sont très proches des roches précédentes du point de vue du faciès. L'analyse microscopique conforme leur caractère plus quartzéux et plus leucocrate avec la disparition de la hornblende et la diminution des proportions de mica noir. Les plagioclases sont moins richement zonés avec des cœurs apparemment moins basiques.

<sup>2</sup> $\gamma$ <sup>4</sup>. **Granodiorites à biotite et amphibole de Chevanu.** Ces granodiorites qui affleurent de façon discontinue depuis le golfe de Chevanu à l'Ouest jusqu'à l'archipel des Lavezzi à l'Est se distinguent très bien de l'ensemble précédent par leur grain moyen et une texture à tendance isogranulaire. Elles ont de plus une charge plus élevée en minéraux colorés biotite, amphibole ; les grands cristaux de feldspath potassique rosés ont disparu. Seuls demeurent les cristaux plurimillimétriques de microcline noyés dans le fond quartzo-plagioclasiq. Dans ce dernier, le quartz a toujours son aspect globulaire mais la taille des globules ne dépasse pas 0,5 mm. Le plagioclase, minéral prédominant, se présente sous la forme de cristaux centimétriques souvent bien orientés, dessinant avec les lits de ferromagnésiens un litage magmatique plus ou moins net. À noter enfin que ces granodiorites peuvent se charger, très localement, en macrocristaux de feldspath potassique pluricentimétriques comme cela est visible dans la partie nord du gisement de Chevanu, au pied du mont Milesi, ou encore sur l'île de Cavallo en bordure de la piste principale au Sud de l'ancien aérodrome.

Les enclaves microgrenues sombres sont présentes ; leur taille est extrêmement variable (de centimétrique à pluridécimétrique). Elles sont surtout très abondantes à proximité des stocks gabbro-dioritiques de dimension hectométrique comme cela est bien visible à la Punta Capinero ou encore sur la côte ouest de l'île de Cavallo près de la Cala di u Ghiuncu.

Les résultats de l'analyse modale situent ces matériaux dans le domaine des granodiorites relativement pauvres en feldspath potassique (12 %) et riches en biotite (9 %), mais aussi en amphibole (2 à 3 %).

L'observation microscopique confirme la paragenèse et l'ordre de cristallisation : plagioclase, hornblende verte, biotite, quartz, microcline avec les minéraux accessoires suivants : opaques, zircon, apatite, allanite. Chlorite, pistachite, séricite, hématite sont les minéraux deutériques les plus courants.

Il faut noter que ces roches, sur le plan minéralogique, se distinguent des autres granodiorites par la nature de leurs plagioclases. Ces derniers montrent une extrême complexité, marquée par l'abondance d'individus dont le cœur très basique est fortement corrodé, incluant de petits cristaux d'amphibole automorphe et entouré d'un manteau très richement zoné, parfois en taches. Il est de plus, extrêmement fréquent d'observer dans ces roches, des micro-enclaves de composition dioritique, plus finement grenues que leur matrice et

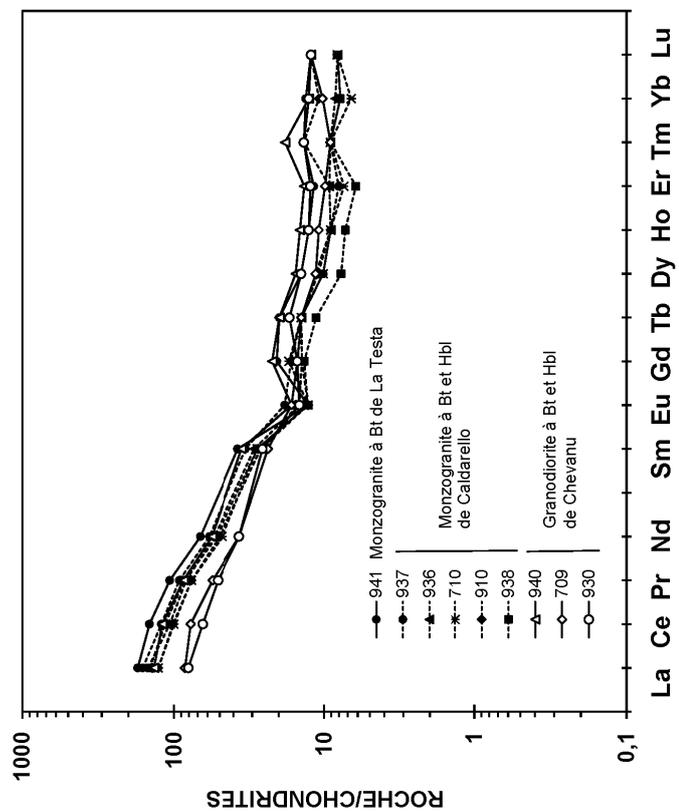


Fig. 15 - Spectres de Terres Rares normés aux chondrites des granitoïdes U2a-Gb. Complexe intrusif de Pianotoli-Caldarello-Chevanu

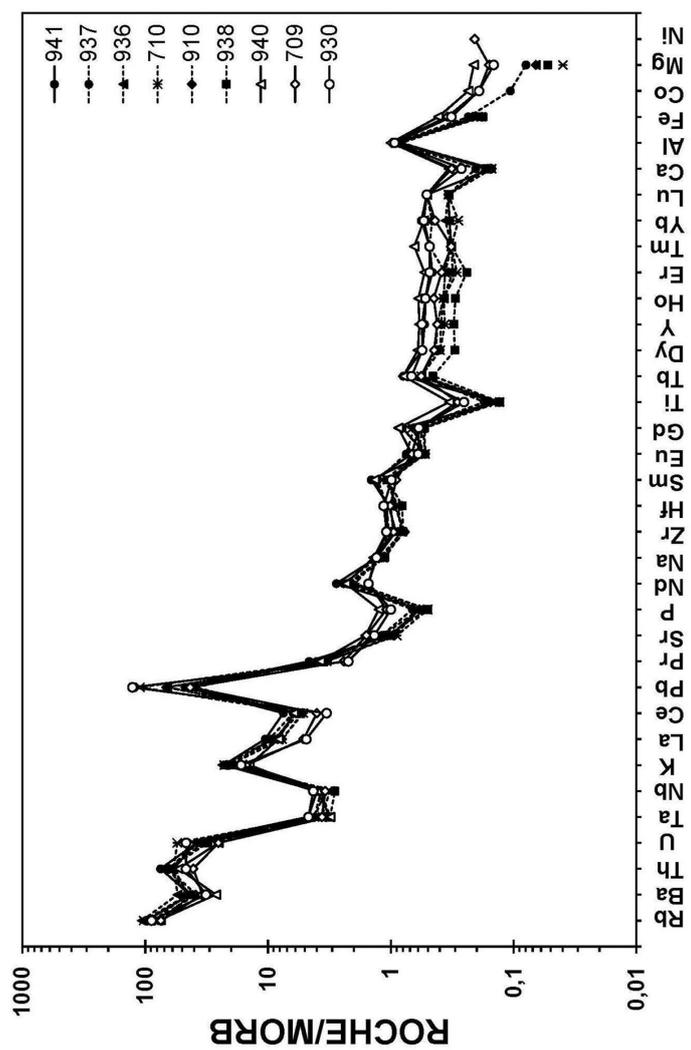


Fig. 16 - Diagrammes multiélémentaires normés au N-MORB des granitoïdes du complexe Pianotelli-Caldarello-Chevanu (PCC)

constituées de cristaux de plagioclases microscopiques, automorphes à subautomorphes, intimement associés à des minéraux opaques et à de la hornblende verte, plus rarement de la biotite.

Toutes ces caractéristiques (complexité des plagioclases, abondance des micro-enclaves et de hornblende) sont d'autant plus marquées que l'on s'adresse à des échantillons situés dans l'environnement proche des stocks basiques. Ils ne font que traduire l'implication des phénomènes de mélanges magmatiques dans la genèse de ces matériaux.

À noter que, tout comme dans le faciès précédent, la fabrique de la roche est strictement d'origine magmatique.

<sup>27</sup>Y<sup>34</sup>. **Monzogranodiorites à biotite ± amphibole à grain fin de Giesulle.** Il s'agit toujours d'un matériau à grain fin, de taille millimétrique à plurimillimétrique. Selon les affleurements, ce matériau passe d'une texture isogranulaire à une texture beaucoup plus anisométrique dans laquelle de petits cristaux automorphes de feldspath alcalin pouvant atteindre 4 à 5 mm de long s'alignent parallèlement aux bordures du feuillet. Dans le faciès à texture isogranulaire et sur cassure fraîche, les cristaux de quartz gris, de plagioclase blanc et de feldspath alcalin rosés sont faciles à distinguer. La roche a un aspect gris-bleu dû à la répartition homogène des petits cristaux de biotite. De l'amphibole est parfois présente sous forme de fines aiguilles automorphes. Nous rapprochons ces matériaux, des monzogranites à grain moyen à fin à biotite qui affleurent très largement sur les coupures voisines de Sartène et Roccapina ; là aussi sous la forme de minces feuillets intimement associés aux plutonites encaissantes selon la direction régionale NW-SE (entre autre au sein des monzogranites porphyroïdes type Tizzano, prolongement vers l'Ouest du complexe intrusif de Pianotolli-Caldarello-Chevanu).

**Caractéristiques géochimiques de l'ensemble de l'intrusion** (fig. 14, 15 et 16)

Il a été analysé :

- 3 échantillons de Chevanu (n° 709, 930, 940) ;
- 5 échantillons de Calderello (n° 710, 910, 936, 937, 938) ;
- 1 échantillon de La Testa (n° 941).

Les échantillons de Chevanu sont les moins évolués. Ce sont des granodiorites pauvres en silice, avec SiO<sub>2</sub> % compris entre 67 et 70 % et avec un DI compris entre 72 et 78. Elles sont riches en Ca, la somme des oxydes alcalins est faible, inférieure à 6,4 % et le rapport K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O est inférieur à 1. Les trois échantillons sont métalumineux (A/CNK < 1), calciques, magnésiens (M value > 36) et moyennement potassiques.

La somme des REE est comprise entre 98 et 161 ppm (fig. 15). Les spectres normés aux chondrites sont bien fractionnés, avec  $(La/Yb)_N$  compris entre 6 et 10. Les spectres des LREE sont bien fractionnés avec  $(La/Sm)_N$  compris entre 3,1 et 3,8. L'anomalie négative en Eu est très faible à moyenne, avec  $Eu/Eu^*$  compris entre 0,9 et 0,6. La variabilité de  $Eu/Eu^*$  ajoutée à la variabilité de la somme des REE et sans bonnes corrélations avec la silice indiquent que les trois échantillons ne sont probablement pas strictement cogenétiques. Les HREE sont faiblement fractionnés, avec  $(Gd/Yb)_N$  compris entre 1,1 et 1,17 et des spectres légèrement concaves.

Parmi les LILE, Rb a une concentration relativement basse (entre 94 et 112 ppm) alors que Sr et Ba ont des concentrations élevées. Dans le ternaire Rb/Sr/Ba, les échantillons de Chevanu correspondent à des granitoïdes riches en Ca (fig. 14).

Les spidergrammes normés au MORB (fig. 16) sont bien fractionnés depuis les LILE jusqu'aux métaux de transition. Une caractéristique nouvelle apparaît par rapport aux intrusions déjà décrites : une petite anomalie négative en Ba, avec des rapports  $Ba/Ba^*$  compris entre 0,48 et 0,73 correspondant au fractionnement des feldspaths, dont le feldspath potassique. Ces spidergrammes présentent les anomalies négatives habituelles en Sr, P, Na, Zr, Hf, Eu, Ti, Ca, V, Fe, Mg et métaux de transition correspondant au fractionnement d'un mélange de feldspaths, hornblende, apatite, oxydes de Fe et de Ti, zircon, etc.

Les échantillons de Caldarello sont plus évolués que ceux de Chevanu. Leur composition normative va des granodiorites aux monzogranites, avec des teneurs en silice allant de 72 à 75 % et des DI compris entre 83 et 88. Ce sont des granitoïdes riches en Ca, la somme des oxydes alcalins est comprise entre 6,5 et 7,2 % et, à une exception près, le rapport  $K_2O/Na_2O$  est supérieur à 1.

Ce sont des roches légèrement peralumineuses, avec  $1,03 < A/CNK < 1,07$ , calciques, magnésiennes (M value comprise entre 21 et 30) et riches en potassium.

La somme des REE est relativement élevée, comprise entre 135 et 164 ppm. Les 5 spectres normés aux chondrites (fig. 15) sont très proches les uns des autres. Ils sont parmi les plus fractionnés des spectres de tous les granitoïdes étudiés, avec  $(La/Yb)_N$  compris entre 11 et 19,3. De tels fractionnements sont compatibles avec ceux des TTG les moins fractionnés et avec ceux des granitoïdes d'arcs insulaires les plus fractionnés. Les spectres des LREE sont bien fractionnés, avec  $(La/Sm)_N$  compris entre 4,6 et 5,2. L'anomalie négative en Eu est faible à moyenne, avec des rapports  $Eu/Eu^*$  compris entre 0,78 et 0,58. L'existence de ces anomalies négatives est une des caractéristiques qui exclut l'appartenance des granitoïdes de Caldarello aux TTG. Le fractionnement des

HREE n'est pas tout à fait négligeable puisque  $(Gd/Yb)_N$  peut atteindre 2,5. Ces spectres de HREE présentent une légère concavité.

Parmi les LILE, Rb a une concentration en moyenne plus élevée que celles des granitoïdes précédemment décrits et de plus cette concentration en Rb peut dépasser la concentration en Sr. La concentration en Ba devient élevée, comprise entre 538 et 755 ppm. Cependant, dans le ternaire Rb/Sr/Ba, les échantillons de Chevanu correspondent encore à des granitoïdes High-Ca (fig. 14).

Les spidergrammes normés au MORB (fig. 16) sont bien fractionnés depuis les LILE jusqu'aux métaux de transition. L'anomalie négative en Ba est encore très faible,  $Ba/Ba^*$  étant compris entre 0,5 et 0,8. Ces spidergrammes présentent les anomalies négatives habituelles en Sr, P, Na, Zr, Hf, Eu, Ti, Ca, V, Fe, Mg et métaux de transition correspondant au fractionnement d'un mélange de feldspaths, hornblende, apatite, oxydes de Fe et de Ti, zircon, *etc.*

L'échantillon de La Testa est encore plus évolué que les précédents (941). Il s'agit d'un monzogranite à 73 % de silice et avec un DI de 87. Il est cependant riche en Ca, la somme des oxydes alcalins atteint 7,4 %, avec un rapport  $K_2O/Na_2O > 1$ .

L'échantillon est légèrement peralumineux ( $A/CNK > 1,1$ ), calco-alcalin et non plus calcique comme pour les échantillons déjà décrits, ferrifère et non magnésien comme précédemment, avec une M value de 25, et il est riche en potassium.

La somme des REE est importante, proche de 200 ppm. Le fractionnement du spectre de REE normé aux chondrites (fig. 15) est encore important,  $(La/Yb)_N = 12,3$ . Les LREE sont bien fractionnées, avec  $(La/Sm)_N = 4,6$ . L'anomalie négative en Eu est nette,  $Eu/Eu^* = 0,46$ . Les HREE montrent un léger fractionnement avec  $(Gd/Yb)_N = 1,5$ , le spectre des HREE montrant une légère concavité.

Parmi les LILE, Rb a une concentration de 123 ppm légèrement supérieure aux 114 ppm de Sr et nettement en dessous de celle du Ba, qui atteint 600 ppm. Dans le ternaire Rb/Sr/Ba, l'échantillon de La Testa se projette dans le champ des granitoïdes High-Ca très proche de la limite avec les granites Low-Ca (fig. 14).

Le spidergramme normé au MORB est bien fractionné, depuis les LILE jusqu'aux métaux de transition (fig. 16). L'anomalie négative en Ba est nette, avec  $Ba/Ba^* = 0,6$ . Le spidergramme présente les anomalies négatives habituelles en Sr, P, Na, Zr, Hf, Eu, Ti, Ca, V, Fe, Mg et métaux de transition.

Bien que montrant des degrés d'évolution divers, les trois sous-ensembles du complexe intrusif de Pianotolli-Caldarello – Chevanu présentent un « air de famille » et pourraient correspondre à des venues magmatiques discrètes, provenant d'une même source, mais résultant de taux de fusion partielle différents. L'hypothèse d'une différenciation par cristallisation fractionnée simple ou par AFC paraît moins vraisemblable, mais il faudrait plus d'analyses pour discuter la réalité ou non des lacunes apparentes dans les diagrammes de Harker.

#### **Organisation d'ensemble** (fig. 17)

Au sein de ce pluton, il faut noter :

- la bonne concordance entre les structures planaires et linéaires mesurées dans les différents termes pétrographiques et les plans de contact entre ces derniers ;
- l'absence d'enclaves anguleuses ramonées dans les zones de contact, ainsi que l'absence de faciès de bordure.

Autant de critères qui laissent supposer une mise en place subcontemporaine de ces différents matériaux vers  $302 \pm 10$  Ma, âge du monzogranite de Tizzano daté par J. Marre *et al.* (1994).

Pour ce qui concerne la partie occidentale de l'intrusion, entre Poggio di Roto et la Pta. di Ventilègne, la structure d'ensemble est marquée par des foliations qui, variables dans le détail, montrent toutes une direction NW-SE avec un pendage moyen au Nord-Est. Y sont associées des linéations magnétiques subhorizontales. On retrouve ici la même organisation structurale que ce qui a été décrit plus à l'Ouest dans les monzogranites de Tizzano (Marre *et al.*, 1981). Dans ces monzogranites de Tizzano, nous avons observé les mêmes variations pétrographiques que celles décrites dans les matériaux de Pianotolli-Caldarello (*in* D'Anna, 2009). Cet ensemble forme donc bien une seule et même intrusion avec une mégastucture régionale qui présente une architecture en feuillet s'enfonçant au Nord-Est et reconnue selon la direction NW-SE sur plus de 30 km de long. Dans la partie est de cette intrusion, celle qui comprend les secteurs de Sperone et les îles Cavallo-Lavezzi, où une bonne continuité pétrographique et géochimique a été reconnue, on observe une inversion des structures planaires, qui tout en conservant la même direction NW-SE, plongent au Sud-Ouest avec un pendage faible à moyen. Il est probable que ces deux secteurs de part et d'autre du Causse de Bonifacio appartiennent à la même intrusion ; celle-ci se serait mise en place à partir d'un conduit d'alimentation NW-SE, le magma s'extravasant à partir de ce conduit, vers le Sud-Ouest côté occidental et vers le Nord-Est côté oriental.

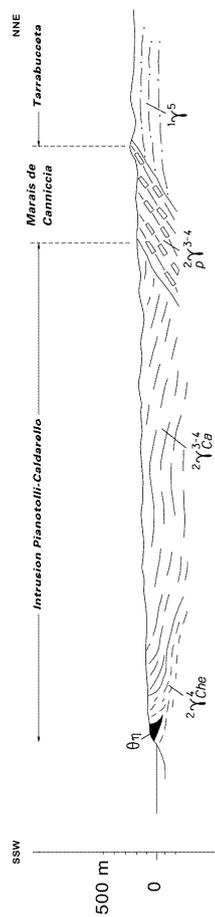


Fig. 17 - Coupe B-B' montrant la structure de l'intrusion de Pianotolli-Caldarellu-Chévanu (Gb). Les monzogranites à macrocristaux des Marais de Canniccia, appartenant à l'intrusion de Chera (Gb) recoupent à la fois l'intrusion de Tarrabucceta (Ga) et celle de Pianotolli-Caldarellu-Chévanu (Gb) (coupe B-B' cf. fig. 5)

### • **Intrusion différenciée de Chera**

*Caractères généraux* (fig. 5, hors texte)

Avec ses quelques 350 km<sup>2</sup> à l’affleurement, c’est l’intrusion majeure du secteur de Sotta – Bonifacio. Ses dimensions exactes ne sont pas connues, car elle disparaît en mer sur la côte est, alors qu’elle semble bien se poursuivre côté occidental, à la fois sur les feuilles de Roccapina, Sartène et Porto-Vecchio. Selon ce schéma, l’intrusion de Chera constituerait l’un des plus vastes complexes intrusifs de Corse du Sud :

- fortement érodée jusqu’à laisser apparaître localement son soubassement constitué par les tonalites de Tarrabucceta ;
- postérieurement intrudée par toute une série de plutons tardifs ;
- découpée en blocs par les grands accidents tardi-hercyniens de direction NE-SW, ce vaste complexe prend ici l’allure d’un puzzle dont les éléments sont totalement séparés les uns des autres.

Il n’est pas facile, voire parfois impossible, de les raccorder entre eux, les failles tardives ayant joué à plusieurs reprises à la fois en accidents décrochants et/ou en failles normales. Il a toutefois été possible de reconnaître la limite méridionale de cette intrusion, là où elle recoupe le complexe de Pianotolli-Caldarello – Chevanu. On peut la suivre selon la direction majeure régionale NE-SW depuis Monacia d’Aullène à l’Est, jusqu’à Cala-Lunga à l’Ouest. Au Nord-Est de la feuille, sa limite est en grande partie masquée par l’intrusion de Sotta qui lui est postérieure ; les affleurements de Punta di Colombara, isolés au sein des granites leucocrates, représentent le témoin le plus septentrional. Côté nord-ouest, l’intrusion se poursuit très largement sur les feuilles de Porto-Vecchio et de Roccapina. À noter aussi que ce vaste ensemble est visible depuis le bord de mer jusque sur les hauteurs de la Montagne de Cagna sur une tranche de terrain de plus de 700 m de puissance.

Cette intrusion n’est pas homogène. Elle est constituée par l’association de quatre ensembles pétrographiques aux caractères bien contrastés qui couvrent un large spectre de composition (fig. 6). Ces quatre ensembles n’ont pas la même importance à l’affleurement. Ce sont les monzogranodiorites de Chera *s.s.* qui constituent l’essentiel du pluton.

Les trois autres unités se situent sur la bordure sud du pluton, où elles affleurent de façon très discontinue :

- granodiorites à biotite et amphibole de Monacia d’Aullène ;
- monzogranodiorites porphyroïdes des marais de Canniccia ;
- monzogranites leucocrates de Campo Mezzano ;

C’est dans la partie la plus occidentale de l’intrusion, à l’Ouest de la faille majeure de Borivoli – Monacia d’Aullène, que l’on observe la série

la plus complète avec la trilogie suivante, depuis la périphérie vers le cœur du pluton :

- les granodiorites à biotite et amphibole de Monacia d’Aullène ;
- les monzogranodiorites porphyroïdes des marais de Canniccia ;
- les monzogranodiorites de Chera *s.s.*

Les granodiorites à biotite et amphibole de Monacia d’Aullène sont complètement isolées du reste du pluton par l’intrusion tardive des leucomonzogranites de Rosumarinu – Maraconcellu et par la grande faille du vallon de la Cioccia. Cependant, nous avons pu retrouver le prolongement de cette unité granodioritique vers l’Ouest, sur la feuille adjacente de Roccapina, où ces roches (auparavant non reconnues) prennent une très grande importance à l’affleurement. En première analyse, elles semblent étroitement associées aux faciès type monzogranodiorites *s.s.* de Chera.

Dans ce secteur situé à l’Ouest de la grande faille majeure Borivoli – Monacia d’Aullène, on est donc en droit d’envisager, antérieurement à l’intrusion des leucomonzogranites, la succession suivante : granodiorite à biotite et amphibole-monzogranodiorite porphyroïde-monzogranodiorite de Chera *s.s.*

À l’Est de cette même faille, les granodiorites de Monacia d’Aullène ne sont plus présentes. Ce sont les monzogranodiorites porphyroïdes des Marais de Canniccia qui forment la bordure du pluton ; elles y dessinent une bande d’une largeur maximum de 2,5 km.

Les affleurements de monzogranodiorite des Marais de Canniccia, limités par le grand accident de Figari, disparaissent à leur tour, côté est, pour laisser la place à un nouveau faciès : les monzogranites leucocrates de Campo Mezzano qui, dans cette partie sud-ouest du pluton, constituent son enveloppe externe, faisant suite à l’unité interne des monzogranodiorites de Chera.

Tous ces matériaux renferment, de façon assez discrète, des roches basiques sous forme d’enclaves microgrenues sombres, de taille décimétrique à pluridécimétrique ; les stocks décamétriques à hectométriques y sont très rares, voire absents contrairement à ce qui est connu plus au Nord-Ouest sur les cartes voisines. La mise en place de toutes ces roches est concomitante ; les enclaves comme les stocks se disposent en minces feuillets conformément à la disposition de la fluidalité planaire apparente de leur encaissant.

#### <sup>2,4</sup>MA. **Granodiorite à biotite et amphibole type Monacia d’Aullène.**

Ces granodiorites n’affleurent que localement au Sud et à l’Ouest de Monacia d’Aullène, coincées entre le faisceau de failles majeures d’importance régionale Monacia d’Aullène – Favone et l’accident du ruisseau de Cioccia. Bien que fortement altérées, elles se distinguent très bien des autres faciès précités de par

leur grain moyen à fin et la présence constante d'amphibole verte. Les enclaves microgrenues sombres de taille centimétrique à pluridécimétrique sont nombreuses.

À l'observation macroscopique sur roche fraîche, ces granodiorites se présentent comme un matériau à grain plutôt fin. Elles montrent un caractère hétérogranulaire bien marqué par la présence de phénocristaux peu abondants de feldspath potassique. Ces derniers, de forme trapue (1 cm de long pour les plus gros) et de couleur rosée, se détachent bien sur le fond bleuté de la roche du fait de sa charge en ferromagnésiens assez élevée (indice de coloration = 8). Le plagioclase est la phase prédominante, sous forme de cristaux plurimillimétriques bien automorphes de couleur blanchâtre. Leur disposition en petits lits discontinus souligne la fabrique planaire de la roche. Le quartz en globules polycristallins de couleur grisâtre, dont le diamètre n'excède pas 4 à 5 mm, est abondant. La biotite en petits cristaux automorphes de 2 à 3 mm est accompagnée par de l'amphibole toujours bien visible. Cette dernière, sous forme de cristaux parfaitement automorphes, pouvant atteindre 5 mm de long, matérialise de belles linéations minérales.

À l'analyse microscopique, le plagioclase, phase largement prédominante avec plus de 46 % du volume d'ensemble, se présente en cristaux automorphes, souvent corrodés par le microcline, montrant au contact de ce dernier de belles zones réactionnelles de myrmékite. Il montre des figures très complexes avec des cœurs de labrador très fortement corrodés, entourés par un manteau finement zoné andésine-oligoclase. C'est le premier minéral apparu au liquidus, suivi de près par la hornblende verte et la biotite. Cette dernière, en petits cristaux bien automorphes et très pléochroïques, se dispose en lits discontinus dans lesquels elle est parfois associée aux minéraux opaques, à la hornblende et à l'allanite. Ce dernier minéral est ici très présent en cristaux automorphes, maclés et finement zonés. Les autres minéraux accessoires : apatite, zircon, opaques sont préférentiellement en inclusions dans les ferromagnésiens. Ces derniers représentent 7 à 9 % de la composition modale. Ils sont suivis dans l'ordre de cristallisation par le quartz qui, avec 30 % du volume, se dispose en amas polycristallins, incluant des petits cristaux de plagioclase et minéraux colorés. Les cristaux de quartz montrent des relations d'automorphie avec le microcline. Ce dernier, en plages sub-automorphes à xénomorphes, parfois maclées Carlsbad, finement perthitiques, délicatement moirées, englobent tous les autres minéraux. Il termine la phase de cristallisation magmatique. Chlorite, pistachite, sphène constituent la paragenèse deutérique.

Il est à noter que ces granodiorites portent la trace très nette d'une légère déformation à l'état solide :

– le quartz présente une extinction roulante très marquée avec apparition de fréquents sous-joints, voire de plages d'aspect ellipsoïdal, formées par une mosaïque de nouveaux grains avec des contacts suturés ;

- les biotites montrent des cristaux flexueux à extinction roulante ;
- les macles polysynthétiques des plagioclases ont subi des torsions modérées de quelques degrés, des inflexions brutales selon un plan bien défini ;
- même remarque pour certains cristaux d'allanite qui ont des figures de zonages décalées, puis restaurées par une fine auréole externe ayant cristallisé postérieurement à la déformation.

$\frac{2\gamma^{3-4}}{\beta\gamma}$ . **Monzogranodiorite à feldspath potassique automorphe des Marais de Canniccia.** Ces matériaux affleurent sur la bordure sud-ouest de l'intrusion où ils dessinent une bande de largeur variable ; bande que l'on peut suivre d'Est en Ouest depuis les hauteurs de Punta di a Vetta à l'Est, jusqu'au Sud du hameau de Poggiale côté ouest, là où son épaisseur est maximum (2,5 km). Ces monzogranodiorites porphyroïdes réapparaissent localement, un peu plus à l'Ouest sur les hauteurs des ruines de Pastricciola. Dans ce secteur, le passage aux monzogranodiorites de Chera se fait de façon progressive par perte du caractère porphyrique.

Ces roches sont, pour l'essentiel, présentes dans les points bas du bassin de Figari. De ce fait, elles affleurent dans de très mauvaises conditions. Les gisements frais sont rares (expliquant l'absence de données géochimiques) ; les plus représentatifs sont visibles sur la butte de Bufua et ses environs, ainsi que dans le secteur à l'Ouest du hameau de Poggiale (secteur du lieu-dit Vacimatoju).

Ce faciès se distingue très facilement du précédent, comme de celui des monzogranodiorites de Pianotolli-Caldarello sur la limite sud, par l'abondance et la taille des cristaux de feldspath potassique ainsi que par la disparition de l'amphibole. Les teneurs en biotite sont encore importantes. Il faut noter aussi l'abondance relative de petites enclaves microgrenues sombres de taille généralement décimétrique.

Il s'agit donc d'un matériau à gros grain. Sa texture est très hétérogranulaire du fait de la présence d'abondants phénocristaux de feldspath potassique beige rosé dont la taille dépasse souvent les 2 à 3 cm de long, mais aussi de nombreux amas polycristallins de quartz aux dimensions centimétriques. Les macrocristaux de feldspath potassique ainsi que les amas de quartz sont englobés dans une mésostase au sein de laquelle on distingue bien les deux feldspaths, le quartz et la biotite en cristaux plurimillimétriques. Ces matériaux sont souvent très altérés et couverts d'une végétation dense. L'organisation plano-linéaire de la fabrique étant difficile à percevoir, l'analyse structurale de terrain est rendue délicate et les mesures obtenues aléatoires.

L'analyse microscopique permet de montrer une certaine parenté sur le plan pétrographique avec les granodiorites de Monacia d'Aullène. La paragenèse

constante est : plagioclase-biotite-quartz-feldspath alcalin-accessoires. Parmi ces derniers, on note la présence de zircon-apatite-opaques et de l'allanite toujours bien présente. Si l'on excepte les macrocristaux de feldspath alcalin, c'est le plagioclase qui est le minéral prédominant dans la matrice. Il apparaît en cristaux bien automorphes, de taille plurimillimétrique, très richement zonés avec, tout comme dans le faciès précédent, des cœurs de labrador-andésine fortement corrodés, entourés par une bordure plus ou moins large d'andésine acide-oligoclase. Ces cristaux se regroupent fréquemment en amas de cinq à six individus. Avec les minéraux accessoires, c'est le premier minéral présent au liquidus suivi de près par la biotite. Cette dernière est encore abondante ; cristaux parfaitement automorphes au contact du quartz et du microcline. Comme précédemment, elle montre un fort pléochroïsme dans les teintes brun-jaune à brun très sombre, presque noir. Elle inclut l'essentiel des minéraux accessoires. En association avec de petits cristaux de plagioclase, elle dessine un litage discret et discontinu. Le quartz est abondant ; il contient des inclusions de biotite et minéraux accessoires, dont l'allanite. Il peut se présenter sous forme de cristaux xénomorphes, remplissant les interstices entre les minéraux de cristallisation précoce : plagioclase, biotite. Mais le plus souvent, il présente des relations d'automorphie au contact du microcline, pouvant acquérir des formes hexagonales parfaites quand il est inclus dans des macrocristaux. Ces derniers sont de cristallisation tardive, incluant tous les autres minéraux précédemment cités : du plagioclase sous forme de reliques très corrodées, avec des bordures myrmékittiques, des lames de quartz plus rares et de très nombreuses lamelles de biotite parfaitement automorphes. Sur leurs limites, ces macrocristaux, légèrement perthitiques, montrant le moirage du microcline, ont des relations de xénomorphie avec tous les minéraux de la mésostase. Le microcline est aussi présent en petits cristaux millimétriques à submillimétriques en position interstitielle au sein de la mésostase. Il marque la fin de la cristallisation de la roche. La paragenèse deutérique est la suivante : chlorite-pistachite-hématite.

Les monzogranodiorites des Marais de Canniccia ne montrent qu'une très légère déformation à l'état solide : extinction roulante bien marquée des cristaux de quartz, quelques cristaux flexueux de biotite.

<sup>2</sup><sub>3</sub><sup>4</sup>**Ch.** **Monzogranodiorite à biotite type Chera s.s.** Cet ensemble constitue la majeure partie de l'intrusion. Il se développe très largement dans la région de Chera et plus au Sud, où il constitue les collines Punta di U Prete Mortu, Punta di Graziano, puis vers l'Ouest en direction de Vallicelo, les hauteurs de Piscia et tout le flan sud de l'Uomo di Cagna. C'est dans ce secteur montagneux et relativement escarpé qu'il est possible de mesurer (sur les pentes qui dominent le hameau de San Gavino par exemple) une épaisseur apparente d'environ 700 m pour cette formation.

Le faciès type peut être décrit comme une roche de couleur claire, à texture grenue hétérogranulaire. Il est généralement altéré ; dans ce cas, seul le quartz,

en gros amas polycristallins pouvant atteindre 1,5 à 2 cm de diamètre, se détache sur le fond de la roche dans lequel les feldspaths et la biotite sont peu visibles, masqués par une patine rouille à ocre ; ce qui rend très difficile l'analyse pétrographique de détail et l'étude de la fabrique.

D'une façon générale, sur des affleurements frais, on observe une très belle roche hololeucocrate. Ce sont les cristaux de feldspath potassique qui, de par leur couleur rose-saumon soutenue, leur aspect trapu et leur taille (de 1 à 1,5 cm en moyenne), caractérisent ce faciès monzogranodioritique. Dans de rares cas, ils peuvent se présenter sous la forme de véritables macrocristaux de plus de 3 cm selon l'axe c. De gros quartz globuleux soulignent le caractère hétérogranulaire de ce matériau. Les cristaux de plagioclase bien automorphes, de plus petite taille (de 5 à 8 mm de long), s'organisent en plages blanches, mouchetées de biotites millimétriques et de minuscules microclines rosés. Dans cet ensemble de Chera, la fabrique planaire est peu marquée. Les enclaves microgrenues sombres sont présentes, mais bien moins abondantes que dans les deux faciès précédents ; leur répartition est variable, tout comme leur taille (décimétrique à métrique).

À l'intérieur de ce faciès type, on observe des variations pétrographiques de détail :

- d'une part des variations de composition avec l'apparition de termes à tendance plus granodioritique ou plus alcaline. Les premiers se manifestent à l'observation macroscopique par une diminution du nombre et de la taille des cristaux de feldspath potassique, voire même, très localement, par l'apparition d'un peu de hornblende (lieu-dit Giovighi ; à l'extrême NW de la carte) ; les seconds se marquent par une couleur beaucoup plus rosée de la roche à l'état frais (dans les lacets de la montée de Piscia) ;
- d'autre part des variations de texture avec la présence locale d'un matériau à grain plus fin et un caractère hétérogranulaire moins affirmé (Ouest du hameau de St. Gavino).

Il n'a pas été possible, dans le cadre de ce levé, de donner une expression cartographique à ces variations. La rubéfaction poussée des roches et surtout la présence d'un maquis très dense, voire impénétrable dans de nombreux secteurs, en sont la cause. Nous avons donc opté pour un terme moyen « monzogranodiorite » pour définir cet ensemble.

L'analyse microscopique, tout comme les données chimiques (voir ci-après), confirme bien les résultats de l'observation macroscopique. Les granites de Chera montrent des variations importantes de compositions modales qui situent ces matériaux entre un pôle monzonitique et un pôle à la limite des granodiorites. Le plagioclase est toujours le minéral prédominant, mais avec des variations importantes (entre 45 et 34 %). C'est le premier minéral à apparaître au liquidus après les accessoires. Les cristaux de plagioclase s'agencent souvent

en amas, pouvant rassembler jusqu'à une douzaine d'individus. Au cœur des amas ils montrent des limites intergranulaires xénomorphes qui s'engrènent les unes les autres. Ils sont dans ce cas de cristallisation précoce, englobant des cristaux de biotite et d'opales. Pour l'essentiel, ils ont un habitus en lattes bien automorphes. Comme dans les faciès précédents, ils sont bien zonés. La zonation est soulignée par des cœurs très séricitisés, des bordures d'oligoclase beaucoup plus claires, avec parfois une frange albitique limpide. On y observe encore des figures de patchy-zoning, des cœurs basiques corrodés, mais en quantité bien moindre que dans les monzogranodiorites des Marais de Canniccia et surtout les granodiorites de Monacia d'Aullène.

Les minéraux ferromagnésiens ne sont plus représentés que par la seule biotite. Des cristaux automorphes, fortement pléochroïques dont les teneurs présentent des variations importantes (de 3 à 5 % en moyenne), toujours inférieures à celles mesurées dans les granodiorites de Monacia d'Aullène (8 %). Le quartz (34 à 37 % du volume total) se regroupe, lui aussi, comme précédemment, en amas de plusieurs cristaux. Ces derniers, d'habitus subautomorphe, franchement automorphes au contact du microcline, incluent de petits cristaux submillimétriques de biotite.

Le feldspath potassique se présente sous deux aspects :

- en cristaux de taille centimétrique, maclés Carlsbad, légèrement perthitiques. Ils incluent tous les autres minéraux de la paragenèse et montrent des bordures aux contours pœcilitiques, corrodant les plagioclases et parfois la biotite. Ces grands cristaux sont manifestement de cristallisation tardive ;
- en cristaux de toute petite taille, bien xénomorphes eux aussi, finement perthitiques. Ils apparaissent en position interstitielle, comblant les vides laissés libres par les autres minéraux plus précoces. Ils terminent ainsi la séquence de cristallisation.

Les minéraux accessoires : apatite, opaques, zircon, allanite sont souvent en inclusions dans la biotite y provoquant des auréoles pléochroïques (zircon, allanite).

La paragenèse deutérique est constituée par l'assemblage : chlorite, épidote, albite, hématite, séricite. La muscovite ne s'observe qu'en trace comme produit d'altération des plagioclases.

$\mu\text{P}^3$ . **Micromonzogranite porphyrique à biotite ± amphibole.** À l'ensemble précédent se trouve associé un faciès tout à fait particulier. Il s'agit d'un matériau de composition monzogranitique dont la texture est de type microgrenue porphyrique. On peut observer ces roches dans deux zones couvertes par l'ensemble de Chera s.s. :

– dans la partie nord-ouest de l'intrusion, à proximité des localités de Borivoli, Vacca, et sur la piste des bergeries de Naseo. De par leur texture porphyrique, leur couleur, leur patine, ces roches sont difficiles à distinguer du granite encaissant auquel elles sont intimement associées. C'est à la faveur des talus récemment entaillés pour l'élargissement de la piste des bergeries de Naseo que ces roches ont été bien typées et leurs relations structurales avec leur encaissant reconnues. Sur ces affleurements frais, les deux types de roches se distinguent parfaitement. Les micromonzogranites, de par leur grain fin et leur charge plus élevée en biotite, présentent une couleur plus sombre et le contact entre les matériaux est parfaitement net et franc. Il délimite des enclaves de micromonzogranite de forme plus ou moins arrondie dont la taille peut atteindre 2 à 3 m<sup>3</sup>. Des matériaux qui se sont trouvés au contact, assez tôt dans un stade magmatique ;

– dans la partie sud de l'intrusion, dans les lacets de la route D59, entre les lieux-dits Spéloncata et Mezzana ainsi qu'à proximité de la Pta di u Mucchiu. Dans ce secteur sud, les relations structurales entre les deux ensembles n'ont pu être établies. La notation  $\mu\tilde{\gamma}\blacktriangle$  a été adaptée.

À l'observation macroscopique, ces roches montrent une belle structure porphyrique. La première phase de cristallisation est constituée par des phénocristaux automorphes de feldspath alcalin pouvant atteindre 2 cm de long. De couleur blanc rosé, ils montrent des auréoles de croissance soulignées par des alignements d'inclusions biotitiques. Le quartz se présente, tout comme dans les granites encaissants, soit sous la forme de cristaux automorphes à subautomorphes de dimensions plurimillimétriques, soit en amas de taille importante (1 cm et plus). Le plagioclase apparaît en prismes trapus, de couleur blanchâtre, alors que la biotite se regroupe en nids de taille souvent centimétrique. Elle est parfois associée à des prismes d'amphibole.

La mésostase se caractérise par une texture finement grenue, à caractère hétérogranulaire. On peut parler ici de texture sériée car les différents minéraux présents : les feldspaths, le quartz et la biotite montrent des variations progressives de taille (de dimensions plurimillimétriques à inframillimétriques).

L'analyse microscopique confirme et complète les observations à l'œil nu. Le quartz en cristaux isolés, d'habitats globalement automorphe, montre dans le détail des bordures finement xénomorphes. Sa cristallisation s'est poursuivie en englobant les petits cristaux de plagioclase de la mésostase, avec parfois un tout début de texture graphique. Son extinction peut être de type onduleux assez prononcé. Le plagioclase se présente en cristaux parfaitement automorphes ; mais il est très fréquent de l'observer sous la forme d'amas isolés les uns des autres par la mésostase finement microgrenue. Des amas constitués de cinq à dix cristaux d'assez petite taille, soudés entre eux selon des limites sans formes géométriques et pouvant englober un peu de biotite. Les phénocristaux de

plagioclases montrent de belles zonations avec des cœurs d'andésine et des bordures d'oligoclase. Ils peuvent être complexes, maclés albite-péricline, des cœurs criblés et/ou corrodés. La biotite revêt deux aspects ; elle se présente en cristaux automorphes, avec un pléochroïsme brun-jaune à brun très sombre, presque noir ; des cristaux isolés ou se regroupant par deux ou trois individus. On la rencontre aussi sous forme d'amas de multiples petites lamelles enchevêtrées dont la forme souvent rectangulaire laisse supposer la pseudomorphose d'un minéral ferromagnésien antérieur. Le feldspath alcalin, peu ou pas perthitique, est assez peu représenté sous la forme de phénocristaux. Tout comme le quartz, il a un habitus globalement automorphe mais il peut aussi présenter des bordures xénomorphes englobant les cristaux de la mésostase.

Cette dernière montre l'association de cristaux xénomorphes de quartz et des deux feldspaths qui dessinent un pavage hétérogranulaire englobant de fines lamelles automorphes de biotite.

<sup>2</sup>γ<sup>3</sup>C. **Granodiorite à biotite ± amphibole type CuO.** Ce faciès, un peu plus sombre, et un peu plus plagioclassique que le faciès dominant est circonscrit à une bande diffuse grossièrement cartographiée au NNE de Figari.

<sup>2L</sup>γ<sup>3</sup>. **Monzogranite leucocrate à gros grain, type Campo Mezzano.** Ces monzogranites constituent l'enveloppe la plus externe du pluton sur sa bordure sud-orientale. Recoupés par l'intrusion plus récente de Suartone et en partie masqués par les sédiments miocènes du Causse de Bonifacio, ces granites leucocrates de Campo Mezzano affleurent dans d'excellentes conditions, dans deux zones bien distinctes :

- sur quelques 10 km<sup>2</sup> côté ouest de l'intrusion de Suartone, entre le Monte Scupetu et le ruisseau de Ventilegne ;
- dans la presque île de Sant'Amanza sur moins de 3 km<sup>2</sup>.

Les contacts avec les monzogranodiorites de Pianotolli-Caldarello ont été suivis à quelques mètres près. Aucun effet de bordure n'a pu être constaté dans les deux formations. Plus au Nord, le tracé de la limite avec les monzogranodiorites de Chera est délicat à repérer car il se situe dans une zone déprimée : la cuvette d'Andriella, établie sur des roches cataclasées et fortement arénisées. Aucune observation de terrain prouvant l'existence d'un contraste thermique entre les deux unités pétrographiques n'a été notée.

Il s'agit d'une roche à gros grain, de couleur claire, se débitant en très gros bancs de 2 à 3 m d'épaisseur en moyenne. Les enclaves microgrenues sombres s'y font discrètes. Sur les surfaces patinées, de couleur beige rosé, on observe une texture fortement grenue d'aspect isogranulaire. Ceci est dû au fait que les cristaux de feldspath alcalin centimétriques et à l'automorphie peu marquée sont associés à des cristaux de plus petite taille, mais toujours disposés en amas de

dimensions souvent centimétrique : quartz gris, plagioclase blanc jaunâtre, biotite mordorée. Cette dernière, dans une roche fortement siliceuse, constitue encore entre 5 à 6 % du volume total. C'est très certainement son regroupement en nids qui fait que la roche apparaît comme bien plus leucocrate que les faciès précédents.

Ce faciès est très homogène. Toutefois il est possible d'observer, très localement, dans le secteur du lieu-dit Tana d'Orsu, au pied du Monte Biancu une roche moins leucocrate. Il pourrait s'agir de la limite recherchée avec le faciès Chera *s.s.* limite qui, dans le secteur, est en très grande partie masquée par l'intrusion des leucogranites du diverticule du Monte Biancu. À noter que ces monzogranites sont beaucoup plus pauvres en enclaves sombres microgrenues que ceux des unités précédentes. La présence assez constante de poches pegmatitiques, de filonets à texture aplitique ou aplito-pegmatitique avec grenat est à signaler.

Le faciès de Campo Mezzano est très proche de celui de Suartone *s.s.* lui aussi à gros grain. Sur le terrain, la distinction est difficile. Ces derniers sont un peu moins riches en biotite (3 %). De plus, sur le plan morphologique, ils montrent un aspect plus ruiniforme, une altération en boules très caractéristique, ce qui aide à les distinguer des granites de Campo Mezzano. La géochimie confirme pleinement les distinctions effectuées sur la base des observations de terrain, des données pétrographiques et structurales.

Les résultats de l'analyse modale attestent de la composition strictement monzogranitique de ces roches. Sur le plan qualitatif, on retrouve à l'échelle microscopique la même paragenèse et la même séquence de cristallisation que précédemment. Toutefois, si les plagioclases montrent toujours de belles zonations de type andésine acide-oligoclase, les cœurs basiques corrodés et les figures de patchy zoning sont beaucoup moins abondants. Parmi les minéraux accessoires, l'allanite est toujours bien présente accompagnant l'apatite et le zircon au cœur des amas de cristaux de biotite très fortement pléochroïques. À noter de rares inclusions de muscovite dans du quartz et la présence discrète de rosettes de chlorite remplissant des cavités miarolitiques.

Aucune fabrique de type plano-linéaire n'est apparente. La méthode ASM, très efficace dans ce type de matériau pauvre en marqueurs macroscopiques, a permis de mettre en évidence de belles linéations, peu pentées, souvent proches de l'horizontale, associées à des plans de fluidalité N100-140 uniformément inclinés au Sud-Sud-Ouest. Ceci est un argument supplémentaire pour distinguer les monzogranites leucocrates de Campo Mezzano de ceux de Suartone voisins.

### *Caractéristiques géochimiques de l'ensemble*

En l'absence d'affleurements frais ou représentatifs, il n'a pas été effectué d'analyses chimiques sur des échantillons du monzogranodiorite porphyroïde des Marais de Canniccia.

Deux échantillons de Monacia d'Aullène ont été étudiés (934, 935). Il s'agit de granodiorites à 70,5 % de silice et avec un DI de 80. Elles sont riches en Ca, la somme des oxydes alcalins est faible, de l'ordre de 6,5 % et le rapport  $K_2O/Na_2O$  est nettement inférieur à 1.

Ces roches sont très légèrement peralumineuses ( $A/CNK < 1,03$ ), calciques, magnésiennes (M value ~30) et moyennement potassiques (Medium-K).

Les sommes de REE sont parmi les plus élevées des granitoïdes non filoniens de la feuille géologique, proches de 200 ppm. Les spectres de REE normés aux chondrites (fig. 18) sont nettement fractionnés, avec des rapports  $(La/Yb)_N$  compris entre 14 et 18. Les LREE sont bien fractionnées, avec  $(La/Sm)_N$  légèrement supérieur à 5. Les anomalies négatives en Eu sont modestes, le rapport  $Eu/Eu^*$  est compris entre 0,74 et 0,79. Les HREE sont fractionnées avec  $(Gd/Yb)_N$  compris entre 1,6 et 2 et leurs spectres sont légèrement concaves.

Parmi les LILE, Rb a une concentration basse de 96 ppm, nettement inférieure à celle du Sr (165 ppm) et surtout du Ba (800 ppm). Dans le ternaire Rb/Sr/Ba, les échantillons de Monacia d'Aullène se projettent dans le champ des granitoïdes High-Ca (fig. 14).

Les spidergrammes normés au MORB sont fractionnés depuis les LILE jusqu'aux métaux de transition (fig. 19). Ils montrent des roches peu évoluées où les anomalies négatives sont faibles et ne concernent que Sr, P, Na, Ti, Ca, V, Mg et les métaux de transition.

Cinq échantillons de Chera s.s. ont été analysés (905, 916, 924, 925, 929). Ils sont tous monzogranitiques avec des teneurs en silice proches de 74 % et des DI compris entre 87 et 92. Ils sont relativement riches en Ca mais pauvres en Mg. La somme des oxydes alcalins est comprise entre 6,9 et 7,7 % et le rapport  $K_2O/Na_2O$  oscille autour de 1.

Les résultats analytiques en éléments majeurs sont un peu disparates puisque, à silice quasi-constante, on observe (1) des échantillons légèrement peralumineux, calciques, magnésiens, et moyennement potassiques, (2) des échantillons légèrement peralumineux, calco-alcalins, ferrifères et riches en potassium et (3) un échantillon métalumineux, calcique, ferrifère et riche en potassium. Il est probable que sous des aspects macroscopiques identiques se cachent plusieurs corps de compositions légèrement différentes.

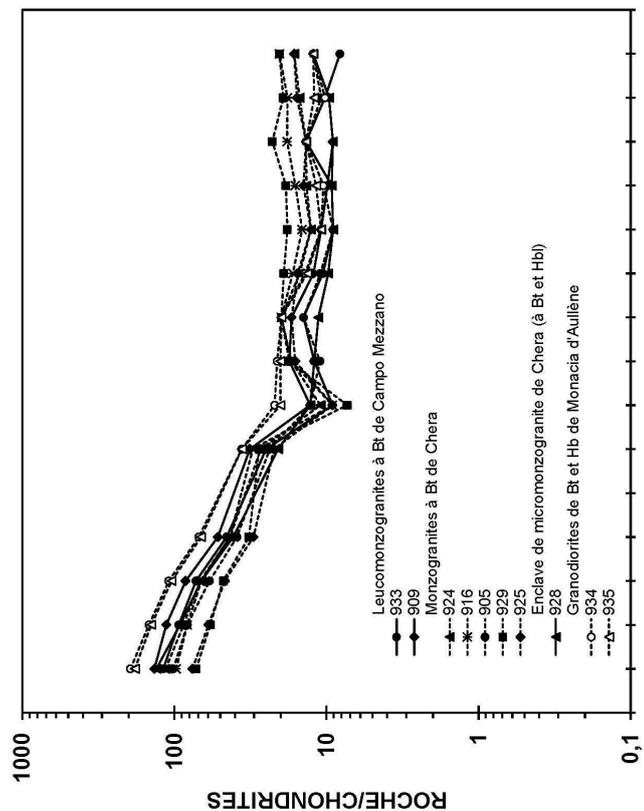


Fig. 18 - Spectres de Terres Rares normés aux chondrites des granitoïdes U2a-Gb du complexe intrusif de Chera

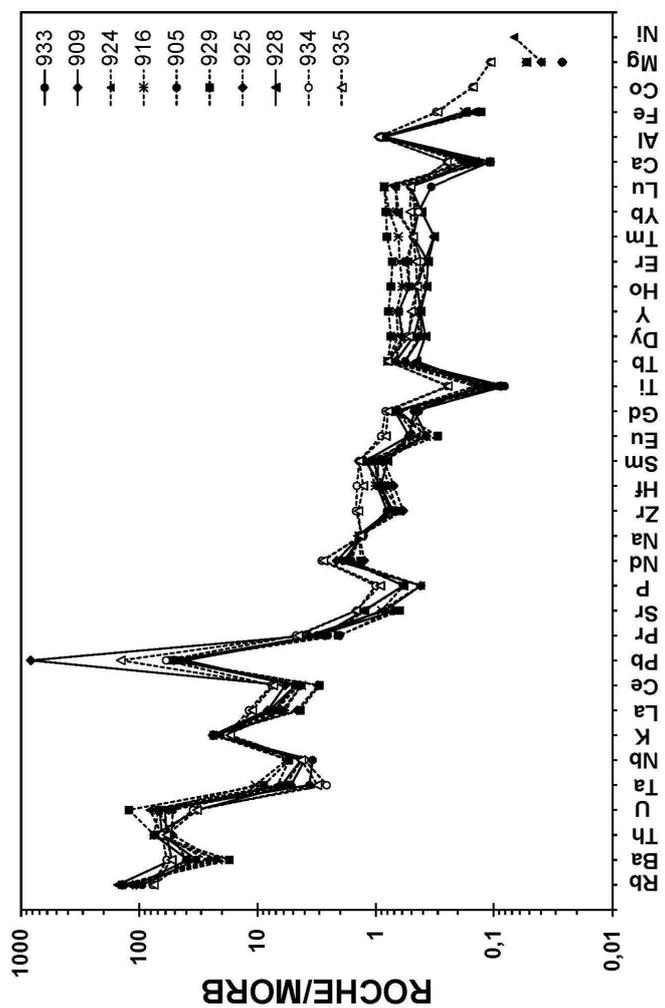


Fig. 19 - Diagrammes multiélémentaires normés au N. MORB des granitoïdes du complexe de Chera (même légende que la fig. 18).

Les sommes de REE sont modérées, comprises entre 90 et 120 ppm. Le fractionnement des spectres (fig. 18) est variable avec des rapports  $(La/Yb)_N$  compris entre 3,5 et 8,8. Cette variabilité se retrouve dans les rapports  $(La/Sm)_N$  compris entre 2,6 et 4,3, les rapports  $(Gd/Yb)_N$  compris entre 0,88 et 1,09 et les rapports  $Eu/Eu^*$  compris entre 0,3 et 0,8. Ces cinq spectres de REE présentent un air de famille avec des LREE fractionnés, des anomalies négatives de Eu et des HREE peu fractionnées et légèrement concaves, mais au vu de leur enchevêtrement, il est peu probable que les échantillons analysés soient strictement cogénétiques.

Parmi les LILE, Rb, Sr et Ba présentent une grande variabilité :  $95 \text{ ppm} < Rb < 177 \text{ ppm}$ ,  $70 \text{ ppm} < Sr < 139 \text{ ppm}$  et  $241 \text{ ppm} < Ba < 554 \text{ ppm}$ , ce qui confirme le caractère un peu disparate de ces échantillons. Dans le ternaire Rb/Sr/Ba, ces échantillons de Chera se projettent dans le champ des granitoïdes riches en Ca (fig. 14).

Les spidergrammes normés au MORB sont fractionnés depuis les LILE jusqu'aux métaux de transition. L'intensité du fractionnement diffère légèrement d'un échantillon à l'autre, mais leur point commun est que les anomalies négatives, témoignant du degré de différenciation des magmas, sont relativement importantes, en tous cas plus importantes que celles des spidergrammes de Monacia d'Aullène. En particulier les anomalies négatives en Ba sont nettes dans les échantillons de Chera, avec des rapports  $Ba/Ba^*$  compris entre 0,26 et 0,74. D'autres anomalies négatives, en Zr, Hf et Eu très faibles dans Monacia d'Aullène, deviennent nettes dans les spidergrammes de Chera.

On peut retenir que les échantillons de Chera sont plus évolués que ceux de Monacia d'Aullène, mais qu'ils ne semblent pas dériver les uns des autres. L'impression est plutôt qu'ils correspondent à des intrusions provenant d'une même source mais avec des histoires pétrogénétiques légèrement différentes (taux de fusion partielle ou taux de contamination crustale différents, par exemple).

L'enclave 928 est un monzogranite avec un DI de 87. Ses concentrations en MgO, CaO et en  $P_2O_5$  sont relativement élevées. La somme des oxydes alcalins est de 7,2 et le rapport  $K_2O/Na_2O$  est inférieur à 1.

L'échantillon analysé est légèrement peralumineux ( $A/CNK = 1,04$ ), calcique, légèrement magnésien et riche en potassium.

La somme des REE est relativement élevée, 126 ppm. Le spectre de REE normé aux chondrites (fig. 18) est nettement fractionné avec  $(La/Yb)_N = 12,8$ . Il présente une anomalie négative en Eu peu marquée ( $Eu/Eu^* = 0,81$ ) et un spectre de HREE légèrement concave, témoin de fractionnement de pyroxène ou d'amphibole. Ce type de spectre correspond à des liquides peu évolués.

Le caractère primitif de la roche est confirmé par le diagramme multiélémentaire normé au MORB caractérisé par de faibles anomalies négatives en Ba, Sr, P, Eu, Mg et Cr.

Deux échantillons de Campo Mezzano (933, 909) ont été analysés. Les analyses correspondent à des leucomonzogranites felsiques ( $\text{SiO}_2 > 74\%$ ), à DI élevé de 90. Les échantillons sont pauvres en MgO et riches en CaO. La somme des oxydes alcalins est comprise entre 7,3 et 7,7% et le rapport  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  est nettement supérieur à 1.

Les échantillons sont légèrement peralumineux (A/CNK entre 1,05 et 1,06), ferrifères ( $19 < M \text{ val} < 23$ ), calco-alcalins et riches en potassium.

Ces leucomonzogranites sont moyennement riches en REE (130 à 150 ppm), avec un spectre « calco-alcalin » classique (fig. 18) : LREE inclinées ( $[\text{La}/\text{Yb}]_N$  entre 4 et 5), anomalie négative en Eu nette ( $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,53$ ) et des HREE peu pentées ( $[\text{Gd}/\text{Yb}]_N$  entre 1,1 et 1,8).

Le spidergramme normé au MORB montre les habituelles anomalies négatives en Ba, Sr, Na, Zr, Hf, Eu, Ti, Ca, V, MgO et métaux de transition (fig. 19). Ces anomalies sont cependant modérées, de même que les concentrations en LILE (Rb de l'ordre de 120 ppm), et les roches restent riches en Ca.

Le Complexe intrusif de Chera est constitué par plusieurs corps distincts allant des granodiorites aux leucomonzogranites, en passant par des monzogranites. Les roches les plus primitives sont des granodiorites légèrement peralumineuses, magnésiennes, calciques et moyennement potassiques. Les roches les plus évoluées sont des leucomonzogranites légèrement peralumineux, ferrifères, calco-alcalins et riches en potassium. À travers les analyses dont nous disposons, le passage des granodiorites aux leucomonzogranites semble progressif, mais le report des éléments en traces en fonction de la silice par exemple, indique plutôt l'existence de plusieurs bains différents avec un léger fractionnement interne pour les monzogranites. L'air de famille est donné par les minéraux responsables du fractionnement qui sont toujours les feldspaths (Ba, Sr, Na, Eu, Ca), le zircon (Zr, Hf), l'apatite (P), les oxydes de fer et de titane (Ti, V, éléments de transition) et sans doute une très faible proportion d'amphibole (Mg, éléments de transition) qui n'apparaît pas bien dans la forme du spectre des HREE. Les différentes venues constitutives du Complexe de Chera semblent issues de la même source ou de sources très proches, avec probablement des taux de fusion partielle légèrement différents.

### **Organisation d'ensemble de l'intrusion**

Le pluton de Chera apparaît comme un corps fortement différencié ; dans sa partie méridionale, là où se développe la zonation pétrographique, on note une très bonne concordance entre la structure planaire des granitoïdes, les contacts magmatiques qui séparent les différents faciès précédemment définis, les limites avec l'intrusion connexe de Pianotolli-Caldarello. Les structures planaires, tout comme les linéations associées, ont une direction moyenne NW-SE. Les pendages de la foliation magmatique se font vers le SSW sous un angle de 35 à 65° alors que les linéations montrent un léger plongement de moins de 30° au Sud-Est. Quand on se déplace vers le NNE, la foliation magmatique des monzogranites de Chera *s.s.* conserve globalement une direction NW-SE, mais avec un pendage qui devient subhorizontal à faiblement incliné au Nord-Est (moins de 20°).

Dans son ensemble, cet appareil correspond à un méga-feuillet, orienté au NW-SE qui dans sa partie méridionale est caractérisé par des pendages moyens systématiquement dirigés vers le Sud-Ouest. Il s'ennoie ainsi sous les monzogranodiorites de Pianotolli-Caldarello avec une discordance forte, alors qu'il s'extravase vers le Nord par dessus les tonalites de Tarrabucceta. Il ne s'agit là que de la forme générale de l'intrusion. Dans le détail, son architecture s'avère plus complexe. C'est le cas dans les deux secteurs où les monzogranodiorites de Chera *s.s.* ont été perforées par des intrusions plus tardives. Au voisinage de l'intrusion de Naseo, on note que les fabriques planaires des matériaux de Chera se désolidarisent de l'organisation régionale NW-SE pour épouser de façon parfaite la bordure de cette intrusion et, par ailleurs, être en conformité avec ses structures internes. Dans ce secteur, l'architecture du pluton de Chera semble donc avoir été affectée par la mise en place plus tardive des leucomonzogranites de Naseo. La démonstration est moins évidente dans le secteur de l'intrusion de Figari-Arapa.

Cette intrusion de Chera se poursuit, de notre point de vue, sur les feuilles voisines de Roccapina et de Sartène par ce qui a été cartographié en ( $^2\gamma^3$ ) : monzogranite à grain moyen à fin, à feldspath alcalin (Marre *et al.*, 1994). Dans toute la partie ESE de cet ensemble ( $^2\gamma^3$ ), nous y avons reconnu l'équivalent des granodiorites à biotite et amphibole du faciès Monacia d'Aullène.

#### **• Intrusion différenciée de Sotta**

Cette intrusion est visible dans le quart nord-est du secteur d'étude où elle affleure en continu sur plus de 10 kilomètres de long pour quelques 5-6 km de large. Son extension actuelle est en fait résiduelle car ce corps plutonique a été oblitéré à ses extrémités est et ouest par des failles majeures ; celles-là même qui délimitent les hauts plateaux du domaine central dont les reliefs culminent autour de 330 m (*cf.* « La tectonique cassante du socle ancien »). À savoir, côté ouest, le faisceau de fractures Borivoli – Monacia d'Aullène et, côté est, la

grande faille de Chiova d'Asino. Sur le plan morphologique, cette intrusion occupe les contreforts sud du grand bassin de Porto-Vecchio, ici drainé par le ruisseau de l'Orgone et ses deux affluents majeurs : les ruisseaux de Vasculacciu et de Caniggione. Contrairement aux plutons précédemment décrits, elle n'est pas affectée par des intrusions postérieures, mise à part, celle du petit corps basique de Gallinavarja et des dykes du complexe filonien tardi- à post-orogénique hercynien très largement représentés dans ce secteur. Sa limite septentrionale orientée *grosso modo* NW-SE recoupe les granodiorites à biotite et amphibole de Porto-Vecchio qui lui sont antérieures. Le contact est rarement visible. Toutefois, les conditions d'affleurement sont suffisamment bonnes et les faciès en présence toujours bien contrastés pour le délimiter au mètre près.

À noter qu'en limite nord-est de la feuille, au contact de la granodiorite de Porto-Vecchio, la granodiorite à macrocristaux de Mola passe à un faciès à grain fin dans lequel les macrocristaux de feldspath potassique sont bien présents. Nous interprétons ce matériau à grain fin comme un faciès de bordure de la granodiorite de Mola qui, à hauteur du hameau de Mela, injecte la granodiorite de Porto-Vecchio. Aux abords de ce hameau, il est d'ailleurs possible d'observer des enclaves anguleuses de la granodiorite de Porto-Vecchio incluses dans le faciès à grain fin, ce qui confirme l'antériorité de mise en place du pluton de Porto-Vecchio par rapport à celui de Sotta. Ce dernier a été daté par la méthode SHRIM, U/Pb sur zircon à  $280 \pm 5,6$  Ma ce qui est en accord avec les observations précédentes.

Sur son flanc sud, l'intrusion de Sotta recoupe là encore selon la même direction NW-SE les monzogranodiorites de Chera. Ici aussi, les contacts ont été cartographiés au plus près sans qu'il ait été possible de les observer de façon précise. À noter toutefois que la limite sud de l'intrusion peut être observée au mètre près en deux points précis :

- dans le talus de la route D959 Sotta-Chera, quelques 300 m avant l'embranchement pour le hameau de Canni, là où les granodiorites porphyroïdes de Mola appartenant à l'intrusion de Sotta jouxtent les monzogranodiorites de Chera ;
- sur la piste qui relie le hameau de Cancaraccia au lieu-dit Gallinavarja, là où les mêmes granodiorites à MFK type Mola avoisinent les monzogranodiorites du secteur de Cuo. Dans les deux cas, les conditions d'affleurement ne sont pas suffisantes pour analyser de façon approfondie les relations chronologiques entre les deux entités. Toutefois, aucune variation de texture dans l'un ou l'autre des deux matériaux au contact n'a pu être décelée, ce qui traduit l'absence d'un fort contraste thermique.

L'intrusion de Sotta apparaît comme un corps plutonique très diversifié (fig. 6). Elle est constituée par l'étroite association de trois ensembles aux caractères pétrographiques très contrastés :

- les monzogranites de Sotta *s.s.* ;
- les granodiorites porphyroïdes de Mola ;
- le corps basique de Vasculacciu – Murtedu.

<sup>2</sup>/<sub>3</sub> **Monzogranite à grain moyen de Sotta.** Sur des affleurements de bonne qualité, le monzogranite de Sotta apparaît comme une roche à grain moyen, de texture hétérogranulaire. Sa couleur bleutée à la cassure fraîche est due à l'abondance relative du mica biotite (6 à 7 % du volume total).

La présence de feldspath potassique en cristaux bien automorphes, de teinte rosée, de taille centimétrique, avec un habitus en minces plaquettes, caractérise parfaitement bien le faciès moyen, ce qui permet de le distinguer nettement des monzogranodiorites voisines de Chera. Le feldspath potassique est accompagné par du quartz d'aspect globuleux, souvent regroupé en amas, et du plagioclase en cristaux automorphes à subautomorphes dont la taille n'excède pas 5 à 7 mm. Les lamelles de biotite millimétriques sont bien réparties dans la matrice quartzo-feldspathique s'agglomérant parfois pour donner de minces liserés discontinus moulant les autres minéraux. Des feldspaths potassiques, de même teinte que les précédents, mais de plus grande taille (généralement entre 15 et 20 mm de long), sont souvent présents dans des proportions extrêmement variables ce qui donne à la roche un caractère porphyrique plus ou moins marqué.

Les monzogranites de Sotta présentent localement des variations de faciès. Ceci est très net dans les environs du hameau de Prècoggio où encore dans les talus de la route qui relie les lieux-dits Gallinavarja et Vitriccionu. La texture de la roche prend nettement un caractère isogranulaire à grain fin, le changement de texture pouvant être accompagné ou non par un changement de composition modale. C'est ainsi que, dans le hameau même de Prècoggio, des roches claires, à grain fin et de composition monzogranitique jouxtent des termes franchement granodioritiques, plus sombres car très riches en biotite ; l'amphibole pouvant y apparaître de façon exceptionnelle. Il nous a été possible d'observer, sur le même affleurement, la présence des trois faciès précédemment décrits dessinant des rubans subparallèles d'épaisseur décimétrique à pluridécimétrique. L'accordance entre les plans de contacts des trois faciès et la fabrique planaire des différents matériaux indiquent une mise en place concomitante de l'ensemble.

L'analyse microscopique confirme et précise les observations de terrain. La paragenèse courante du faciès type est la suivante pour ce qui concerne les minéraux essentiels : plagioclase-quartz-feldspath alcalin-biotite ; les minéraux accessoires étant représentés par le zircon, l'apatite, l'allanite, les opaques. Selon les conditions d'altération, il apparaît des minéraux deutériques du type : albite-chlorite-épidote-hématite.

Les compositions modales sont celles d'un matériau monzogranitique qui dans des zones riches en septa basiques, prennent une signature franchement granodioritique. C'est le plagioclase (36 % en moyenne du volume total) qui est le premier minéral à apparaître au liquidus. Il se présente sous la forme de cristaux bien automorphes, zonés andésine – oligoclase, avec parfois des cœurs corrodés. Le plagioclase apparaît aussi très fréquemment sous la forme d'amas de cristaux plus petits, plus trapus, moins zonés. Dans ces amas constitués de cinq à dix individus en moyenne, le plagioclase perd pour partie son habitus automorphe. Il y est associé à des nids biotitiques qui contiennent eux-mêmes des opaques ferrotitanés. Il s'agit certainement là d'amas de cristaux précoces qui se trouvent entourés par du quartz et du feldspath alcalin présentant un habitus xénomorphe, voire sous forme de cristaux interstitiels. À noter que le quartz est toujours abondant (31 % du volume total) ; il se présente en plages mono- ou polycristallines avec de très belles formes propres au contact du feldspath alcalin. C'est nettement ce dernier qui termine la séquence de cristallisation. Les cristaux de taille centimétrique, maclés carlsbad, légèrement perthitiques, montrant parfois le moirage du microcline, contiennent en inclusions tous les autres minéraux : plagioclase, quartz, biotite, accessoires. Dans le détail, leurs bordures sont festonnées, de type pœcilitique, s'insinuant entre les autres minéraux au contact ; ces derniers étant toujours d'aspect automorphe.

À l'échelle microscopique, la fabrique plano-linéaire de ces roches n'est pas toujours évidente ; elle se marque surtout par des alignements discontinus de biotite, voire dans certain cas par des amas feldspatiques étirés.

Le quartz présente une légère extinction roulante. Dans ces matériaux, la déformation à l'état plastique est manifestement très peu marquée.

<sup>ZyA</sup><sub>pM</sub> **Granodiorite porphyroïde à biotite ± amphibole type Mola.** Cette roche se caractérise par la présence constante de macrocristaux de feldspath potassique de teinte blanchâtre à légèrement rosée, toujours de grande taille (4 à 6 cm en moyenne), mais pouvant atteindre jusqu'à 8 cm de long selon l'axe c. Les proportions de macrocristaux sont très variables d'un affleurement à l'autre ; leur répartition n'est pas homogène ; on observe assez fréquemment ces macrocristaux regroupés en amas de taille pluridécimétrique, autour d'une enclave microgrenue basique ayant manifestement joué le rôle de nucléus. Sur des affleurements de bonne qualité, on peut noter le caractère automorphe de ces cristaux, leurs zones de croissance bien marquées, soulignées par des couronnes d'inclusions infra-millimétriques de biotite. Ils baignent dans un fond de composition granodioritique à texture fortement grenue dans lequel on distingue, de façon plus ou moins nette, une fabrique magmatique planaire, marquée par la disposition en plan des plagioclases et de la biotite. Cette dernière, en paillettes automorphes (2 à 3 mm), moule les autres minéraux : plagioclase en tablettes allongées (jusqu'à 8 mm de long), quartz en amas très globuleux fréquemment de taille centimétrique. Le feldspath potassique est lui aussi présent sous la forme

d'individus subautomorphes de dimensions centimétriques, mais aussi en cristaux xénomorphes, millimétriques, repérables à leur couleur rosée sur cassure fraîche. L'amphibole verte est discrète, mais présente sur de nombreux affleurements. À l'observation macroscopique, cette roche se distingue nettement des monzogranites de Sotta : 1) par la présence constante de macrocristaux ; 2) celle moins fréquente de l'amphibole verte et 3) par la moins grande abondance de feldspath alcalin dans la matrice granodioritique. La délimitation des deux faciès sur le terrain est toutefois délicate. Elle a été tracée en tenant compte de la présence ou non des macrocristaux.

Les enclaves microgrenues sombres sont présentes. De taille décimétrique, rarement pluridécimétrique, elles montrent souvent des formes d'ellipsoïdes aplatis, soulignant la fluidalité magmatique planaire de l'encaissant. Leurs proportions volumétriques sont très variables d'un affleurement à l'autre. Leur composition est celle d'une diorite plus ou moins quartzique à biotite et amphibole.

L'analyse modale confirme le caractère nettement granodioritique de la matrice de cette roche et sa richesse en biotite (10 % en moyenne). La paragenèse constante est : plagioclase-quartz-feldspath potassique-biotite-amphibole rare. Les opaques, l'apatite, le zircon, l'allanite représentent les minéraux accessoires. À noter que les deux derniers cités, s'observent souvent, en gros cristaux automorphes, inclus dans des nids de biotite au sein desquels ils induisent des halos pléochroïques. Les minéraux deutéritiques sont représentés par la chlorite, la séricite, la pistachite, et assez souvent du sphène.

Le plagioclase, les accessoires et probablement l'amphibole verte cristallisent au liquidus. Le plagioclase (42 %) s'observe sous la forme de cristaux à l'automorphie toujours bien exprimée, de taille assez variable, avec des zonations pas toujours bien marquées. Leur composition est du type andésine > oligoclase avec parfois, des cœurs corrodés beaucoup plus calciques.

La biotite est abondante. On peut l'observer en inclusion dans les plagioclases, mais elle est surtout présente en lamelles automorphes à subautomorphes, associées parfois à des prismes d'amphibole, dessinant des micro-lits qui moulent les cristaux de plagioclase en comblant les vides laissés par ces derniers regroupés en amas. Il est tout à fait clair que la biotite suit de près l'apparition du plagioclase dans la séquence de cristallisation.

Le quartz (29 %) et le feldspath potassique (19 % du volume total du fond granodioritique) sont tous les deux au solidus. Le quartz a une extinction roulante très peu marquée ; au contact des minéraux précoces, il prend un aspect xénomorphe, voire même un caractère interstitiel. Au contact du feldspath potassique, il exprime ses formes propres avec parfois même des plages quasi-hexagonales. Le feldspath alcalin en grands cristaux montre, lui aussi, des

caractères de minéral tardif. Il inclut pratiquement tous les minéraux de la pâte et ses bordures sont crénelées au contact du quartz, plagioclase, biotite. Dans cette roche, la déformation de type plastique est quasiment inexistante.

**θη. Corps basique gabbro-dioritique de Vascolacciu-Murtetu.** Les roches basiques de Sotta étaient jusqu'ici connues sous la forme d'un stock de petites dimensions, consigné sur la carte au 1/80 000 de Porto-Pollo – Sartène sous la dénomination de granite mélanocrate-granodiorite (Lapadu-Hargues, Maisonneuve, 1962). Il s'agit en fait d'un corps basique, de composition gabbro-dioritique d'importance régionale (8 km de long pour 1,5 km de large), que l'on peut suivre en continu, d'Ouest en Est, depuis les collines de Vascolacciu jusqu'au secteur de Murtetu. Il est entouré de corps satellites de forme grossièrement ellipsoïdale, de dimensions variables ; les plus grands, de taille pluri-hectométrique, présentent un allongement conforme à celui du corps principal. Ces mafites affleurent dans de très mauvaises conditions. Les roches sont fortement altérées, souvent réduites à un sol très épais de couleur brun sombre, propice à la végétation et donc au développement d'un maquis très dense. Les affleurements sains sont rares, limités dans l'espace et donc très discontinus ; la présence de ces matériaux n'est révélée, dans la majorité des cas, que par la teinte brun sombre, presque noire, des sols auxquels se mêlent de très nombreuses « pierres volantes ». De ce fait, cet ensemble a été cartographié de façon uniforme bien qu'il soit possible d'y reconnaître différents types de roche ; ses limites, notamment dans la partie est du corps principal, ne sont que « supposées ». Il est toutefois possible de bien étudier les contacts entre les roches gabbro-dioritiques mésocrates et leurs encaissements plus acides qui, selon les secteurs, se trouvent être soit les monzogranites de Sotta, soit les granodiorites à macrocristaux type Mola. Ces contacts peuvent être observés à la faveur de talus de routes récemment rectifiées, comme c'est le cas dans les environs de Sotta ou au lieu-dit Murtetu en bordure est du corps principal et encore sur les pentes des collines de Padulella et Campana.

Le passage d'un matériau à l'autre est brutal, marqué côté acide par des essaims d'enclaves. Ces derniers, souvent très denses en limite même du corps mafique, se présentent sous la forme d'accumulations d'enclaves en coussins traduisant un émiettement du magma basique dans le matériel granitique. Côté basique, la bordure est souvent à grain fin ; dans les zones plus internes et donc plus homogènes, la roche est injectée par des veinules acides onduleuses. On parle alors d'intrusion veinée.

L'analyse, tant pétrographique que structurale de ces roches basiques, permet d'affirmer que leur mise en place s'est effectuée de façon synchrone de celles des deux types de granitoïdes auxquels elles sont intimement associées ; à savoir : les monzogranites de Sotta et les granodiorites à macrocristaux de Mola. En effet, dans les zones de contact, tous les arguments qui permettent de définir

une association magmatique composite plutonique de type acide-basique peuvent y être observés à l'échelle de l'affleurement, notamment :

- forme ellipsoïdale des corps basiques dont le plan d'aplatissement est parallèle aux structures planaires de l'encaissant ;
- contacts acides-basiques bien tranchés, avec des formes lobées et/ou crénelées ;
- textures à grain fin des enclaves ;
- présence de xénocristaux montrant des signes de déséquilibre (ocelles de quartz blindé) *etc...*

Autant d'arguments qui démontrent la coexistence de deux magmas, acide et basique, intimement associés sous la forme de mélanges non achevés. Au moment de leur mise en contact, ils ont subi des interactions mécaniques contrôlant la forme des enclaves, le parallélisme structural entre les deux membres de l'association, les transferts de phénocristaux. Ils ont aussi subi des interactions physicochimiques correspondant avant tout au rééquilibrage thermique des deux magmas (grain fin, paragenèse proche entre les deux types de matériaux).

Ces mécanismes d'échanges, mécaniques et physicochimiques, génèrent des matériaux hybrides, ce qui se traduit par la présence de roches mafiques très variées tant sur le plan des textures (grenues, à grain grossier ou plus ou moins fin, parfois porphyriques) que sur celui de leur composition (gabbros-diorites plus ou moins quartzifères) passant à des tonalites dans les enclaves microgrenues. Ceci se voit très bien à l'échelle de l'affleurement comme cela est le cas au contact des granodiorites type Mola, où il est possible d'observer la présence de mafites à texture porphyrique. Ces roches à macrocristaux de feldspath alcalin, dont la composition est proche d'une monzonite, sont un exemple de matériaux hybrides résultant des mécanismes d'échanges mécaniques de cristaux.

Ces mafites n'ont pas été étudiées en détail dans le cadre du levé de la présente carte. Nous n'en donnerons donc qu'une brève description qui, à l'échelle microscopique, n'est basée que sur l'analyse d'une dizaine de lames minces.

Au cœur du massif basique, là où les mécanismes de mélange magmatique sont les moins efficaces, on rencontre des matériaux mélanocrates, car très riches en minéraux mafiques. Leur composition chimique est celle d'un gabbro à olivine. D'un point de vue minéralogique, la paragenèse exprimée est la suivante : magnétite-plagioclase-hornblende, accompagnée de minéraux accessoires qui se limitent à de rares zircons et apatites. Nous n'avons pas observé de minéraux mafiques anhydres type olivine-pyroxène, même sous la forme de reliques au cœur des amphiboles. Abondance donc de minéraux hydroxylés traduisant une grande richesse en fluides. Dans ces roches

gabbroïques, les opaques, principalement de la magnétite en grains automorphes, sont très abondants. Premiers minéraux à cristalliser au liquidus, ils sont suivis par l'apparition du plagioclase. Ce dernier se présente en lattes automorphes avec un habitus plus ou moins trapu, de taille très variable, les plus gros pouvant atteindre un centimètre de long. Ils ont une composition de bytownite-andésine. Leur forte séricitisation masque un faible zonage. La hornblende verte est le minéral prédominant ; elle peut représenter jusqu'à 50 % du volume total. Elle se présente soit en petits grains subautomorphes, plus rarement automorphes, soit en grands cristaux centimétriques dont l'habitus xénomorphe est très marqué. Elle contient, dans ce cas, une très grande quantité d'inclusions : plagioclase, opaques, minéraux accessoires. Plagioclase et amphibole peuvent présenter une certaine organisation préférentielle, faisant ainsi apparaître la trace d'une fabrique plano-linéaire.

Dans les zones plus proches de la bordure du corps basique, on note l'apparition plus ou moins importante de mica biotite, avec un habitus généralement subautomorphe, ainsi que du quartz. Ces deux dernières espèces minérales étant toujours en position interstitielle. La roche prend alors une composition de gabbro ou de diorite quartzique. Sur la bordure même de l'intrusion, dans la zone de mélange, les teneurs en biotite et quartz augmentent ; du microcline interstitiel fait son apparition, ceci aux dépens des teneurs en amphibole. On est en présence de roches mésocrates de composition fréquemment tonalitique. Du quartz ocellaire est souvent présent. Il s'agit de grandes plages de quartz mono- ou polycristallines, ordinairement entourées par une couronne réactionnelle de ferromagnésiens : amphibole et/ou biotite. Ces « billes » de quartz étant communément interprétées comme des xénocristaux en provenance du milieu acide voisin, témoignant d'un échange mécanique de cristaux.

### *Caractéristiques géochimiques de l'ensemble*

#### 1 - Le corps basique de Vascolacciu-Murtetu

Les deux échantillons analysés sont des gabbros :

- 942 est un gabbro saturé à 13 % d'olivine normative, avec 42 % de silice et un DI de 26 ;
- 943 est un gabbro sursaturé à 6 % de quartz normatif, avec près de 53 % de silice et un DI de 35.

Les deux roches sont caractérisées par une certaine richesse en alumine, en CaO et en MgO, par une faible concentration en oxydes alcalins dont la somme est inférieure à 3,5 %, pour un rapport  $K_2O/Na_2O$  nettement inférieur à 1, et par une perte au feu comprise entre 2 et 3 %.

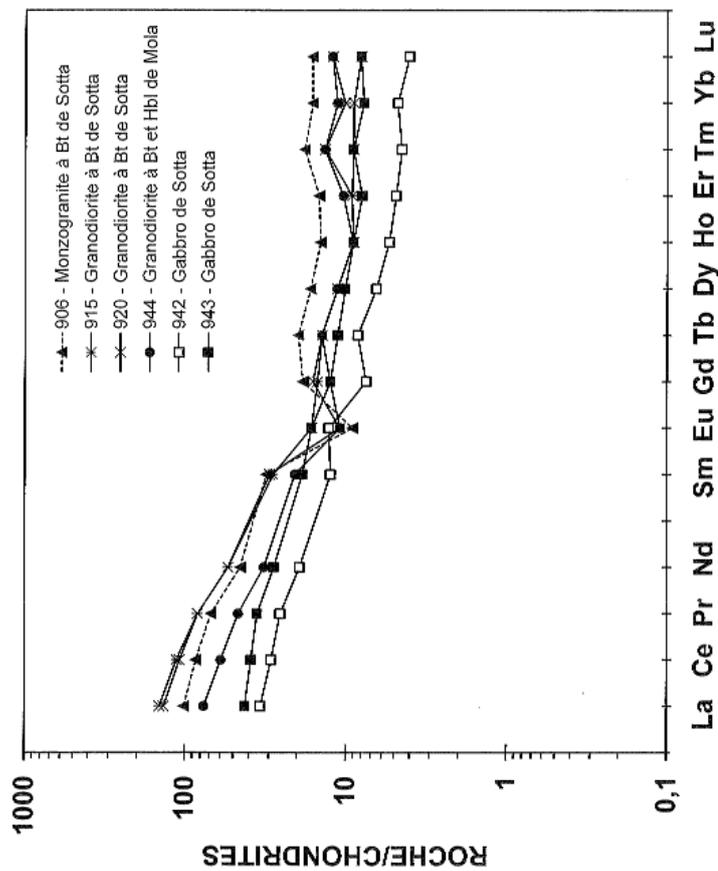


Fig. 20 - Spectres de Terres Rares normés aux chondrites des granitoïdes U2a-Gb et des gabbros du complexe intrusif de Sotta

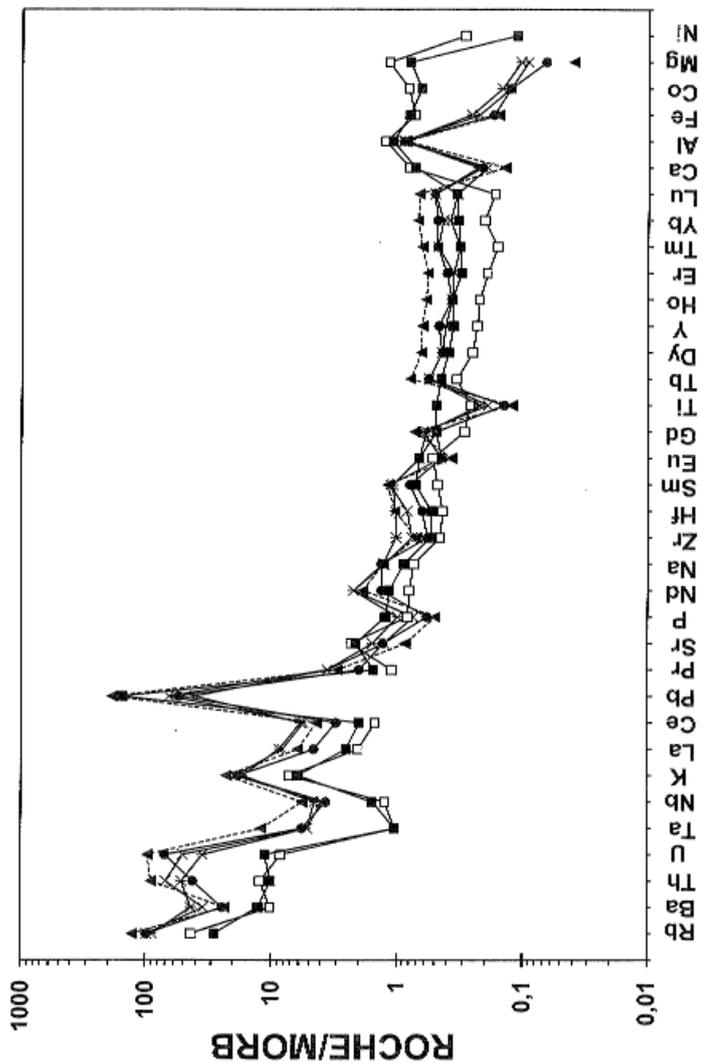


Fig. 21 - Diagrammes multiélémentaires normés au N-MORB des granitoïdes et des gabbros du complexe intrusif de Sotta

Les deux échantillons appartiennent à une même suite metalumineuse ( $A/CNK < 0,9$ ), magnésienne ( $M \text{ value} > 55$ ), calcique à calco-alcaline et moyennement potassique.

Les deux roches sont relativement pauvres en REE (45 et 63 ppm), avec des LREE faiblement pentées ( $[La/Sm]_N < 3$ ), des anomalies en Eu positives et des HREE faiblement fractionnées ( $[Gd/Yb]_N = 1,5$ ). À l'anomalie positive en Eu près, ce type de spectre est courant dans des gabbros calco-alcalins (fig. 20).

Ces deux gabbros ont des spidergrammes normés au MORB (fig. 21) très caractéristiques, avec une décroissance régulière des LILE aux HREE, de fortes anomalies négatives en Ta et Nb et de fortes anomalies positives en Pb, typiques des gabbros calco-alcalins au sens large.

Le report des compositions de ces gabbros dans les nombreux diagrammes discriminants disponibles pour les basaltes, les range, suivant les cas, dans les IAT (tholéites d'arcs volcaniques), les VAB (basaltes d'arcs volcaniques) ou les CAB (basaltes calco-alcalins), c'est-à-dire qu'ils correspondent à des gabbros produits par fusion d'un manteau enrichi par un processus de subduction.

En conclusion, les gabbros du corps de Vascolacciu-Murtetu sont des gabbros typiquement calco-alcalins et moyennement potassiques.

2 - Les granodiorites de Sotta (deux échantillons analysés, 915 et 920) sont des roches relativement siliceuses ( $SiO_2 \sim 72\%$ ), avec un DI moyen de 82. Ce sont des roches riches en CaO, la somme des oxydes alcalins est de l'ordre de 6,5% et le rapport  $K_2O/Na_2O$  est nettement inférieur à 1.

Elles sont légèrement peralumineuses ( $A/CNK < 1,04$ ), magnésiennes ( $M \text{ value} = 34$ ), calciques et moyennement potassiques.

Les concentrations en REE sont relativement élevées, de l'ordre de 150 ppm. Les spectres de REE (fig. 20) et les spectres des LREE sont bien fractionnés ( $[La/Yb]_N$  de 13 à 14,  $[La/Sm]_N$  entre 4 et 5), les HREE sont faiblement pentées ( $[Gd/Yb]_N$  entre 1,4 et 1,7). Les spectres présentent une anomalie négative en Eu ( $Eu/Eu^*$  entre 0,5 et 0,8). Le spectre qui a l'anomalie en Eu la plus faible présente aussi un spectre de HREE légèrement « en crosse ». Cela indique vraisemblablement un fractionnement de hornblende. De tels spectres sont habituels pour des granodiorites calciques ou calco-alcalines.

Les deux échantillons de granodiorites de Sotta ont des concentrations en Rb de 112 et de 124 ppm, inférieures aux concentrations en Sr (145 et 179 ppm) et très inférieures aux concentrations en Ba. Dans le ternaire Rb/Sr/Ba, les deux échantillons se projettent dans le domaine des granitoïdes riches en Ca (fig. 14).

Les spidergrammes normés au MORB (fig. 21) montrent un net enrichissement en LILE, avec autour de 120 ppm de Rb. Les anomalies négatives en Ba, Sr, P, Eu, Na, Zr et Hf sont discrètes. Elles sont plus apparentes pour Ca, Ti et V et aussi on observe une chute brutale des concentrations normées du Mn au Ni.

3 - Un monzogranite de Sotta a été analysé (906). C'est une roche felsique ( $\text{SiO}_2 = 74,10$ ), avec un DI élevé de 89. Malgré son caractère felsique, la roche est riche en Ca. La somme des oxydes alcalins atteint 7,4 % et le rapport  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  est supérieur à 1.

Il est faiblement peralumineux ( $A/\text{CNK} = 1,03$ ), ferrifère (M Value = 24), calco-alcalin et riche en potassium.

Comparé aux granodiorites, ce monzogranite est pauvre en REE (124 ppm). Son spectre (fig. 20) montre un « effet ciseaux » avec les spectres de granodiorites : avec des LREE plus basses et moins fractionnées et des HREE parallèles, mais avec un facteur d'enrichissement plus important. Le spectre de HREE est aussi légèrement concave (effet hornblende). L'anomalie négative en Eu est plus forte ( $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,38$ ). Un processus de cristallisation fractionnée au moyen d'un extrait solide de plagioclase, hornblende et minéraux accessoires, en particulier allanite, peut expliquer le passage des granodiorites aux monzogranites d'après les REE.

La concentration en Rb commence à devenir relativement importante : 162 ppm, elle est beaucoup plus élevée que celle du Sr (98 ppm). Dans le ternaire Rb/Sr/Ba, l'échantillon se situe dans le champ des granites riches en Ca (fig. 14).

Les spidergrammes normés au MORB (fig. 21) montrent aussi l'effet ciseaux. Le spectre du monzogranite est proche de ceux des granodiorites mais en étant plus riche en LILE (Rb = 162 ppm) et plus pauvre en éléments de transition. Les anomalies négatives en Ba, Sr, P, Eu, Ti, Ca et V du monzogranite sont plus accentuées que celles des granodiorites.

Le monzogranite de Sotta semble donc cogénétique des granodiorites. Il peut dériver de ces dernières par cristallisation fractionnée d'un mélange solide de feldspaths, hornblende, et minéraux accessoires : oxydes de fer et de titane, zircon, apatite et allanite.

4 - La granodiorite de Mola (échantillon 944) est très proche en éléments majeurs des granodiorites de Sotta. Comme elle, elle est légèrement peralumineuse ( $A/\text{CNK} = 1$ , corindon normatif = 0,20 %), magnésienne (M value = 32), calcique et moyennement potassique. La concentration en silice

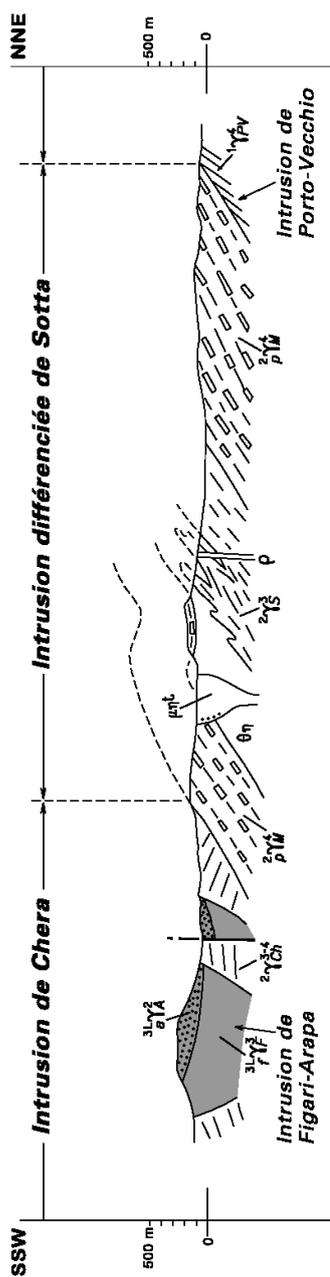


Fig. 22 - Coupe C-C' illustrant la structure de l'intrusion différenciée de Sotta (Gb), recoupée par le stock microdioritique de Gallinavarja. Ses relations avec les intrusions de Porto-Vecchio (Ga) et de Chera (Gb) ; elle-même intrudée par le pluton de Figari-Arapa (cf. coupe C-C' fig. 5)

(73,40 %) et son DI (84) sont tout à fait semblables à ceux des granodiorites de Sotta.

Au contraire, certains éléments traces montrent des différences significatives entre les faciès de Sotta et de Mola. Par exemple, la somme des REE n'est que de 88 ppm pour Mola, alors qu'elle tourne autour des 150 ppm pour Sotta. En fait la somme des LREE de Mola est inférieure de moitié à celle des LREE de Sotta, alors que les sommes des HREE sont les mêmes. Cela donne des spectres normés aux chondrites nettement différents (fig. 20). D'autres éléments en traces diffèrent de façon notable, le Zr (60 ppm) de Mola est inférieur au Zr des granodiorites de Sotta (Zr entre 80 et 107). Quoique proches en éléments majeurs, les granodiorites de Sotta et de Mola montrent des différences en éléments traces qui indiquent qu'elles ne sont pas cogénétiques.

L'intrusion de Sotta apparaît constituée par trois unités correspondant à des injections séparées : (1) les gabbros de Vascolacciu-Murtetu calco-alcalins typiques des produits de fusion issus d'un manteau enrichi par la subduction, (2) un ensemble (Sotta) différencié de granodiorites et de monzogranites dérivés, et (3) un ensemble (Mola) granodioritique, proche des granodiorites de Sotta en éléments majeurs mais présentant des différences significatives en éléments en traces. La lacune existant entre les gabbros et les granodiorites ne permet pas d'établir une filiation évidente entre ces ensembles. Les deux types de granodiorites, quoique proches, ne semblent pas être cogénétiques et doivent provenir de sources légèrement différentes. Les monzogranites de Sotta dérivent par cristallisation fractionnée des granodiorites et constituent un ensemble différencié.

#### ***Organisation d'ensemble du complexe intrusif de Sotta (fig. 22)***

Ce pluton, tout comme les deux précédents, est très hétérogène. Les trois entités pétrographiques qui le composent se sont mises en place de façon sub-synchrone, liées entre elles par des figures de mélanges magmatiques incomplets. Sur le plan structural, ces trois ensembles sont caractérisés par des plans de foliation dont l'orientation variable (entre N70 et N120) plonge en direction du SSE avec un angle faible. Les linéations magnétiques qui les accompagnent présentent les mêmes directions, avec une inclinaison faible mais constante vers l'ESE. Ces données structurales confortent et complètent les observations pétrographiques et de terrain. Elles permettent de caractériser de façon globale l'architecture de cette intrusion. Il s'agit encore d'une intrusion en forme de feuillet de direction globalement NW-SE avec un pendage moyen à faible vers le SSE. Elle s'est mise en place en s'extrayant au Nord sur les granodiorites de Porto-Vecchio qu'elle recoupe sous un angle faible et en intrudant les monzogranodiorites de Chera au Sud avec une discordance forte. L'organisation interne de cette lame apparaît en fait assez complexe. Une coupe orientée NNE-SSW passant à la verticale de Sotta (fig. 22) permet d'en

visualiser la complexité pour ce qui concerne sa partie occidentale. L'intrusion y présente un litage marqué par l'alternance de niveaux de composition granodioritique type Mola et de composition monzogranitique type Sotta, le corps gabbrodioritique de Vasculaccio-Murtetu se plaçant dans l'interface granodiorite-monzogranite la plus méridionale. Le pendage des foliations, moyennement penté au Sud, sur la bordure méridionale de l'intrusion, tend à prendre une disposition proche de l'horizontale dans le secteur au Sud de Sotta. La butte témoin (PC.173) constituée par un chapeau de granodiorite type Mola reposant sur les gabbrodiorites de Vasculaccio-Murtetu illustre bien dans ce secteur, le caractère très fortement extravasé de ce feuillet. Côté oriental, l'architecture interne de la lame est plus difficile à expliciter. De part et d'autre du corps gabbrodioritique, les plans de foliations des monzogranites sont orientés de façon centripète, y dessinant localement l'amorce d'une figure en éventail dont le cœur serait occupé par les roches mafiques. Ces dernières constituent un corps plurikilométrique qui, dans la partie orientale de l'intrusion, prend une direction nettement E-W. Le corps gabbroïque, de par sa composition, a nécessairement une viscosité et donc un comportement rhéologique différent de celui des matériaux encaissants, ce qui pourrait expliquer la complexité d'ensemble de cette intrusion. Postérieurement à sa mise en place, le pluton de Sotta n'a été affecté que par l'injection du petit corps microdioritique de Gallinavarja et les dykes du complexe filonien permien.

#### **Intrusions du groupe (Ge) : monzogranites leucocrates à grain fin**

##### **• Intrusion de Bocca di l'Oru**

##### **<sup>3L</sup><sub>1</sub><sup>2</sup>BO. Leucomonzogranite**

##### **Caractères généraux**

Ce corps intrusif aux dimensions limitées affleure dans la partie extrême nord-est de la feuille. Nous n'en observons que sa terminaison occidentale car côté est, il disparaît sous les eaux de la mer tyrrhénienne. La partie visible du pluton montre des contours sinueux, festonnés, avec des indentations qui pénètrent profondément dans les granodiorites environnantes de Porto-Vecchio et Cerbicale-Tucchesi.

Cette intrusion est constituée par un monzogranite leucocrate à biotite (fig. 6). Une roche qui, contrairement aux intrusions précédentes du groupe (Gb), ne présente pratiquement pas de variation de faciès. De par son grain relativement fin et ses caractères très siliceux, potassique et très faiblement calcique ( $\text{CaO} \cong$  à 1 %), elle résiste bien à l'érosion. Elle ne produit que des sols maigres qui se couvrent d'un maquis bas. Elle affleure donc dans de bonnes conditions, surtout au bord de mer où il est possible de l'observer sur des affleurements en continu d'ordre décimétrique voire plus. Les contacts de ce pluton ont été suivis dans d'assez bonnes conditions. Rarement visibles dans les faits, les contacts avec les matériaux encaissants granodioritiques appartenant aux intrusions de Porto-

Vecchio et Monte Turchesi ont été cartographiés au plus près en tenant compte de la morphologie ; les monzogranites de Bocca di l'Oru étant moins altérables sont toujours en relief. Il n'en est pas de même pour les contacts avec les leucogranites tardifs constituant le petit pointement de Porra et le grand dyke de Punta di u Cerchiu dont le tracé est plus aléatoire. Sur la bordure sud de l'intrusion, le contact avec les monzogranodiorites à gros grain de Chera est très bien visible en bord de mer à hauteur de la Punta di i Scogli Rossi. Le monzogranite leucocrate de Bocca di l'Oru recoupe les structures planaires des monzogranodiorites de Chera sans montrer de variation de texture, ce qui laisse supposer, une fois de plus, l'absence de contraste thermique important entre les matériaux au contact.

Il s'agit d'un monzogranite homogène, voire monotone, ne montrant pratiquement pas de variations de faciès. À l'état frais, il se présente comme une roche de teinte beige claire à la patine et d'une couleur rose légèrement bleutée à la cassure fraîche. Sa texture est de type franchement hétérogranulaire. De nombreux cristaux de feldspath potassique, de couleur beige rosé soutenu, d'environ 1 à 1,5 cm de long, maclés Carlsbad, et ne montrant pas un automorphisme net, se détachent sur un fond à texture grenue globalement isogranulaire. On y distingue très facilement une très grande quantité de quartz sous la forme de cristaux d'aspect globuleux d'environ 2 à 3 mm de diamètre. Ce dernier est d'autant plus visible que les cristaux ont une forte tendance à se regrouper, formant ainsi des agrégats dont les dimensions sont souvent comprises entre 1 et 2 cm. Le plagioclase se détache sur le fond de la roche par sa couleur blanchâtre ; des cristaux de 1 à 4 mm de long dont l'automorphie est bien affirmée. Du feldspath potassique beige rosé avec un habitus xénomorphe et du mica biotite, tous deux sous la forme de petits cristaux millimétriques, complètent la paragenèse. À noter, localement, la présence discrète de petits grenats.

Ces monzogranites leucocrates, principalement sur les affleurements du bord de mer, montrent un caractère sub-volcanique marqué par la présence fréquente de filonets aplitiques, de poches pegmatitiques, de très nombreuses mioles décimétriques remplies par l'association : quartz, épidote, biotite, muscovite, chlorite... ce qui laisse supposer que l'on est proche du toit de l'intrusion.

La composition modale mesurée confirme les caractères monzonitique et leucocrate de la roche. Le plagioclase (30 %) se présente toujours en lattes bien automorphes. Comme dans les faciès précédents, c'est le premier minéral à apparaître au liquidus après les minéraux accessoires (apatite, zircon, opaques, allanite). Les lattes de plagioclase se regroupent fréquemment en amas d'une dizaine de cristaux englobant des lamelles de biotite, pouvant ainsi former des îlots entourés par des plages de quartz et de feldspath alcalin. Ces lattes montrent encore de belles zonations andésine-oligoclase avec des bordures albitiques peu ou pas zonées. La cristallisation du plagioclase est accompagnée, voire suivie,

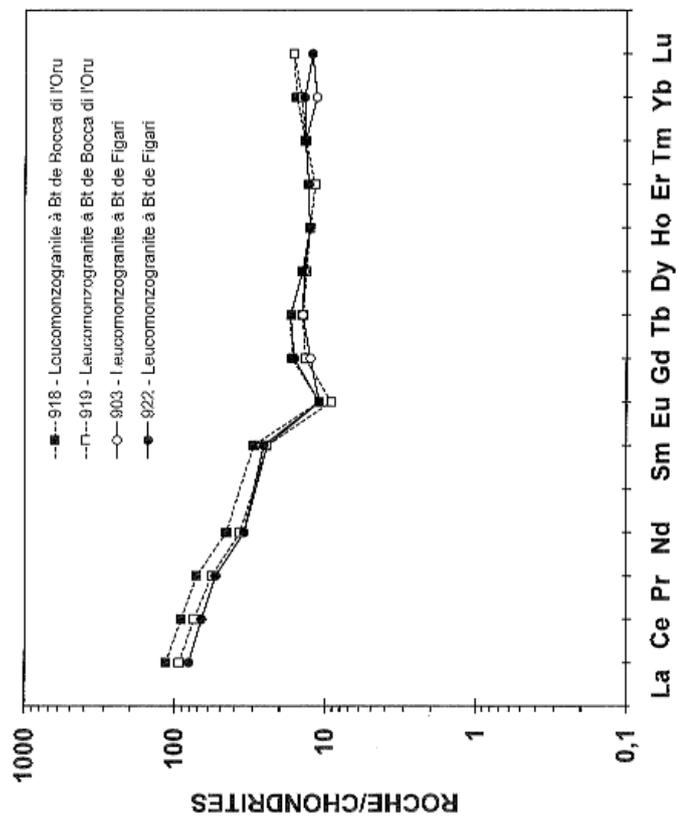


Fig. 23 - Spectres de Terres Rares normés aux chondrites des leucomonzogranites à Bt de Bocca di l'Oru et de Figari

par celle de la biotite. Cette dernière peu abondante (3 % du volume total) livre des lamelles automorphes à subautomorphes, avec un pléochroïsme très marqué dans les tons brun-jaune à brun très sombre. Contrairement aux intrusions précédentes, l'amphibole a totalement disparu. Le quartz se regroupe lui aussi en amas d'une dizaine de cristaux ; il contient en inclusions du plagioclase et de la biotite. Il présente de très belles formes propres au contact du feldspath alcalin. Ce dernier représentant 35 % du volume total constitue la phase majeure de la roche. Il a toujours un habitus xénomorphe, incluant tous les autres minéraux. Ces cristaux de feldspath alcalin sont très fréquemment bordés d'un film d'albite qui marque la fin de la cristallisation. Le caractère sub-volcanique de cette intrusion se confirme à l'échelle microscopique par la présence de petites cavités miarolitiques qui sont occupées par des associations basse température du type : albite-épidote-chlorite-muscovite. La déformation post-solidus est très peu marquée.

Des enclaves sombres microgrenues basiques sont présentes, mais de façon discrète. De forme sphérique à grossièrement ellipsoïdale, leur taille dépasse rarement le décimètre. Sur des affleurements de bonne qualité, on peut observer la présence de micro-enclaves centimétriques, elles aussi de forme sphérique.

### ***Caractéristiques géochimiques***

Les monzogranites de Bocca de l'Oru (918, 919) sont felsiques ( $\text{SiO}_2 > 75\%$ ), avec un DI élevé, supérieur à 91. Ils sont pauvres en MgO, encore relativement riches en CaO (1 %), avec une somme en oxydes alcalins de l'ordre de 7,5 % et des rapports  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  supérieurs à 1.

Ils sont modérément peralumineux (A/CNK compris entre 1,06 et 1,08), ferrifères (MgO % inférieur au seuil de détection dans un cas, très bas dans l'autre), calco-alcalins et riches en potassium (High-K).

Leur concentration en REE est comprise entre 106 et 129 ppm. Dans les spectres normés aux chondrites (fig. 23), les LREE sont bien inclinées ( $[\text{La}/\text{Yb}]_N = 3,83$ ). Les HREE ne sont pas fractionnées ( $[\text{Gd}/\text{Yb}]_N$  proche de 1) et leur spectre montre une légère concavité témoin du fractionnement, dans ce cas, de la hornblende. L'anomalie négative en Eu est nette ( $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,5$ ). Ce type de spectre est typique des suites calco-alcalines metalumineuses à légèrement peralumineuses.

Parmi les LILE, Rb est relativement élevé autour de 160 ppm, nettement plus élevé que le Sr (autour de 85 ppm). La concentration en Ba est de l'ordre de 450 ppm. Dans le ternaire Rb/Sr/Ba, les monzogranites de Bocca de l'Oru se projettent dans le domaine riche en Ca (fig. 14).

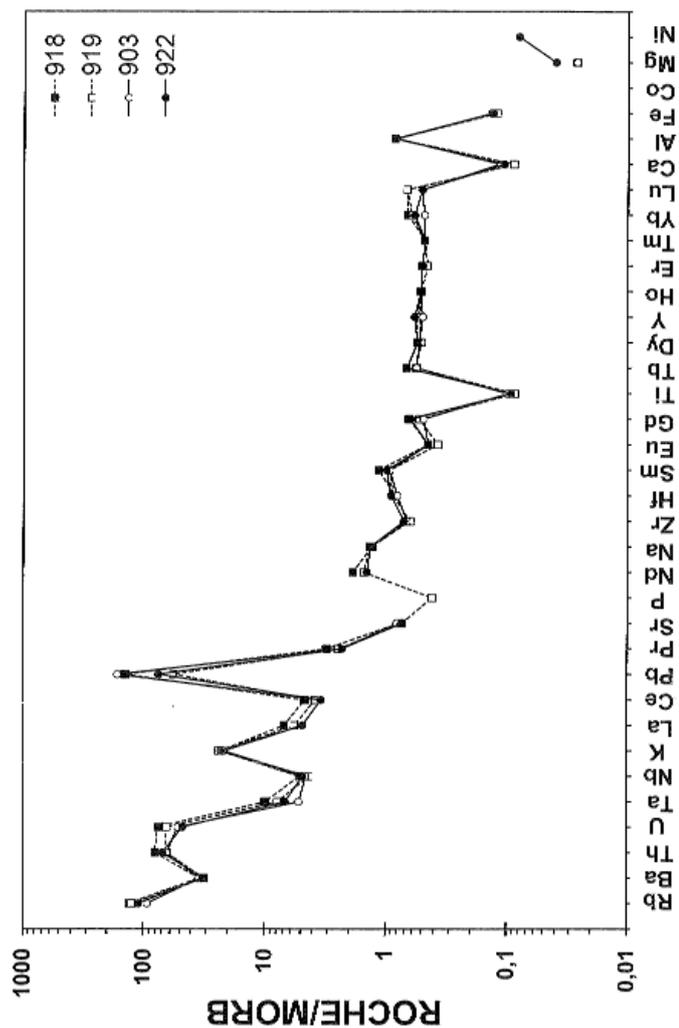


Fig. 24 - Diagrammes multiélémentaires normés au N-MORB des leucomonzogranites à Bt de Bocca di l'Oru et de Figari

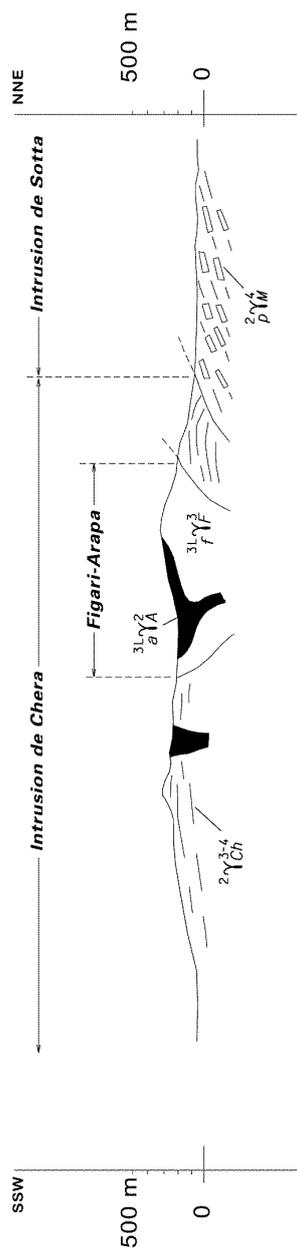


Fig. 25 - Coupe D-D' illustrant la structure du pluton de Figari - Arapa (Gc) qui intrude celui de Chera (Gb), lui-même recoupé par les granodiorites à macrocristaux de l'intrusion de Sotta (Gb) (tracé de la coupe D-D' cf. fig. 5)

Les spidergrammes normés aux MORB (fig. 24) montrent que ces monzogranites leucocrates sont relativement riches en LILE (Rb autour de 160 ppm) et en certains HFSE (Th de 12 à 15 ppm). Des anomalies négatives bien formées traduisent un degré de fractionnement des liquides magmatiques relativement avancé (Ba, Sr, P, Na, Zr, Hf, Eu, Ti, Ca, V et MgO). En particulier le rapport Ba/Ba\* ~ 0,4 est faible.

#### ***Organisation d'ensemble de l'intrusion***

Du fait de l'absence de marqueurs visuels (cristaux peu ou pas automorphes, pauvreté en minéraux colorés, enclaves microgrenues sombres sans direction d'aplatissement préférentielle), la fabrique de la roche est difficile, voire impossible à repérer. Elle a pu toutefois être bien détectée par la méthode ASM. Cette dernière a permis de mettre en évidence une structuration de l'intrusion marquée par des linéations E-W très faiblement pentées à l'Est et la présence de structures planaires, elles aussi peu pentées (moins de 30°) en direction de l'ENE. Ces structures caractérisent un gisement en feuillet monoclinal, qui s'enfonce avec un pendage modéré en direction de l'ENE. Nous n'en observons que l'extrémité la plus occidentale, extravasée vers l'Ouest sur les monzogranodiorites de Chera.

Cette intrusion, de par ses caractères à la fois pétrographiques, minéralogiques et chimiques, mais aussi de part son cachet sub-volcanique, se distingue des précédentes et annonce les intrusions plus tardives des leucomonzogranites du groupe (U2b).

#### **• Intrusion de Figari – Arapa (fig. 25)**

##### ***Caractères généraux***

Ce complexe intrusif affleure au centre de la feuille Sotta – Bonifacio où il recoupe les monzogranodiorites de Chera, dessinant sur le plan cartographique une forme tout à fait originale ; celle d'un vaste accent circonflexe dont les deux branches orthogonales mesurent chacune 6 km environ.

La branche occidentale forme une bande de 1,5 km de puissance. On peut la suivre selon la direction N30 depuis La Bocca di Laggiarinu, au Sud de Figari, jusqu'à Castellu di Conca au Nord.

La deuxième branche, orthogonale à la précédente, se dispose selon l'orientation régionale majeure NW-SE, conforme à celle des grands complexes intrusifs précédemment décrits. On peut la suivre depuis la Punta Arcinivale, au Nord-Ouest, jusqu'aux deux hameaux de Poggio d'Olmo et de Chiova d'Asino au Sud-Est. Cette branche, contrairement à la précédente, est affectée par les grands accidents N30 qui la limitent et la découpent en tronçons de taille très inégale. Le tronçon le plus oriental, à la faveur d'une morphologie accidentée, livre une épaisseur apparente de plus de 300 m. Visible sur plus de 2,5 km de

large à hauteur de Poggio d'Olmo (40 m d'altitude), il se termine vers l'Ouest par un chevelu de dykes à plus de 300 m de hauteur dans le secteur du hameau de Saparelli.

Ce complexe intrusif de Figari – Arapa, tout comme celui de Bocca di l'Oro, est constitué par des matériaux à grain fin et très siliceux (fig. 6), beaucoup plus résistants à l'érosion que les monzogranodiorites encaissantes de Chera ; de ce fait, ils contrôlent très nettement le modelé de la région, constituant en grande partie les hautes surfaces du domaine central (cf. « La tectonique cassante du socle ancien ») : les plateaux d'Arapa et des environs de Chera dont l'altitude est comprise entre 200 et 300 m, ainsi que les proéminences résiduelles qui s'y trouvent. Ce complexe intrusif apparaît donc nettement en relief, constituant par exemple, le flanc est, très abrupt, du bassin de Figari ou encore les hauteurs qui surplombent la gouttière du ruisseau de Truône, emprunté par la grande faille de Chiova d'Asino côté est de la feuille.

#### *Caractères pétrographiques et minéralogiques*

Ce pluton est constitué par deux faciès texturalement très différents. Il s'agit :  
– des leucomonzogranites à grain fin de Figari ;  
– des leucomonzogranites à texture aplitique, voire localement aplito-pegmatitique, type Arapa.

<sup>3L72</sup><sub>71F</sub>. **Monzogranite leucocrate à grain fin type Figari.** Il constitue un ensemble très homogène. Il s'agit de plutonites qui localement peuvent montrer une très forte altération. Il n'est pas rare d'y observer de puissantes épaisseurs de gore et d'arène, principalement dans les zones fortement tectonisées, comme c'est le cas dans tout le secteur de Figari à l'Ouest de l'agglomération ou encore le long de la zone faillée de Chiova d'Asino. Toutefois, de par sa texture à grain fin et son caractère très siliceux, ce monzogranite affleure dans de bonnes conditions. C'est lui qui constitue l'essentiel de la branche occidentale de l'intrusion. Côté oriental, il n'affleure que de façon limitée, en lisière du pluton, dans ses parties basses, comme cela est particulièrement bien visible entre les localités de Poggio d'Olmo et Chiova d'Asino. Il est, sans aucun doute, intrusif dans les monzogranodiorites de Chera. La limite entre le faciès à grain fin de Figari et son encaissant s'observe relativement bien à hauteur du hameau de Frauletu dans la partie nord-ouest du compartiment occidental. Dans ce secteur, les monzogranites de Figari, au contact de leurs roches encaissantes, montrent une granulométrie plus fine que le faciès moyen avec apparition d'une grande quantité de cavités miarolitiques de dimension centimétrique.

C'est au Sud de la Pta. d'Archinivale, sous le point côté 327, que l'on peut observer le faciès type de ce monzogranite dans d'excellentes conditions à la faveur de traces encore fraîches d'un essai de carrière.

Il s'agit d'une très belle roche de couleur grisée qui affleure sous forme de gros bancs réguliers d'épaisseur plurimétrique. À l'observation macroscopique, elle montre une texture à grain fin avec un léger caractère porphyrique. Les enclaves microgrenues sont présentes ; leur taille ne dépasse pas le décimètre. On y observe aussi d'abondants amas pegmatitiques et de nombreuses cavités miarolitiques. Tout un ensemble de caractères qui donne à ces matériaux un caractère sub-volcanique affirmé.

La phase porphyrique est représentée par des amas de cristaux de quartz translucide et des cristaux de feldspath potassique de teinte légèrement rosée. Ces cristaux, qui peuvent atteindre une taille centimétrique, de par leur couleur comme par leur forme ne tranchent pas sur le fond à grain fin. L'observateur retient essentiellement l'aspect isogranulaire de la mésostase. Celle-ci est constituée par l'association de cristaux plurimillimétriques (2 à 3 mm) de quartz, plagioclase, biotite, tous d'habitus automorphe à subautomorphe. Le feldspath potassique xénomorphe est en position interstitielle par rapport aux minéraux précédents. La roche ne présente pas d'organisation planolinéaire facilement identifiable, mis à part quelques rares schlierens.

L'analyse modale donne une composition moyenne de monzogranite leucocrate. La paragenèse constante est : plagioclase, biotite, quartz, feldspath alcalin, accessoires. Le plagioclase (30 % du volume total) représente la phase principale. À l'observation microscopique, il apparaît sous la forme de petites lattes, très automorphes, remarquablement bien zonées avec parfois des coeurs reliques d'andésine basique, entourés d'un manteau andésine-oligoclase jusqu'à une fine bordure d'albite limpide. Les cristaux se regroupent souvent en amas d'une dizaine d'individus pouvant englober des cristaux automorphes de biotite et de magnétite. La biotite très pléochroïque (brun-jaune à presque noire) est encore relativement bien présente (4 à 5 % du volume total) pour une roche très riche en silice (75,1-76,5 %). En cristaux bien automorphes, incluant zircon, apatite, opaques, elle même en inclusion dans le plagioclase, le quartz et le feldspath alcalin, elle suit de près et accompagne le plagioclase dans la séquence de cristallisation. Le quartz est très abondant dans ce faciès (35 %). Il se présente en petits cristaux millimétriques avec des formes géométriques parfaites quand il est inclus dans le feldspath potassique. Il se regroupe, tout comme le plagioclase, en amas de plusieurs individus. Au contact du plagioclase et de la biotite, il apparaît en position interstitielle, comblant les vides entre ces deux minéraux. Le feldspath alcalin termine la séquence de cristallisation. Quel que soit leur taille, les cristaux de feldspath potassique sont toujours des cristaux perthitiques, xénomorphes, riches en inclusions des minéraux précédemment cités. Ils peuvent former des plages polycristallines de quatre ou cinq individus au sein desquelles les limites intergranulaires sont occupées par de tout petits cristaux d'albite. Les altérations deutériques sont assez marquées, produisant des paragenèses secondaires : chlorite, épidote, sphène en remplacement de la biotite ; séricite, muscovite comme produits d'altération des plagioclases. Le

quartz en cristaux souvent parfaitement automorphes montre des extinctions roulantes très discrètes. Il n'est pratiquement pas affecté par des déformations à l'état plastique.

<sup>3L</sup>/<sub>a</sub> <sup>2</sup> **Leucomonzogranite à texture aplitique, type Arapa.** Il s'agit d'une roche à grain très fin, hololeucocrate car très pauvre en minéraux colorés, avec un débit en plaquettes très caractéristique. Elle présente une patine de teinte uniforme, blanchâtre à beige rosée. Dans le détail, la texture de ce matériau peut être très changeante du fait de la grande variabilité de la taille du grain : depuis un faciès finement grenu, assez proche du précédent, jusqu'à un type aplitique, franchement saccharoïde. La présence en grande abondance de cavités miarolitiques, d'amas micropegmatitiques de taille millimétrique à pluricentimétrique montrant de fréquentes structures graphiques, est une constante de ce faciès.

Une roche donc presque exclusivement de composition quartzo-feldspathique avec des teneurs très faibles en biotite. Du grenat et de la muscovite peuvent y être observés de façon sporadique.

À l'échelle de la lame mince, le monzogranite d'Arapa montre des analogies très étroites avec les monzogranites de Figari. La paragenèse est très proche. Toutefois, au niveau de sa composition minéralogique, tant qualitative que quantitative, on note des variations qui traduisent une évolution vers un terme beaucoup plus évolué, ce qui est confirmé par les données chimiques lui attribuant une composition de syénogranite (fig. 6). Il faut noter que :

- la biotite est toujours présente en cristaux automorphes à subautomorphes avec les mêmes inclusions et le même pléochroïsme (brun-jaune à presque noir) que précédemment mais elle ne représente plus que 1 à 2 % du volume total ;
- le plagioclase est toujours le premier minéral à apparaître au liquidus mais avec des cristaux dont l'automorphie est moins affirmée. Ils ne montrent plus de cœurs reliques et livrent un zonage moins marqué avec des compositions du type oligoclase-albite, voire des cristaux albitiques non zonés ;
- le feldspath alcalin n'est plus visible qu'en petits cristaux contenant moins d'inclusions que précédemment. Ses teneurs modales sont plus élevées que celles du plagioclase. La roche tend vers une composition de syénogranite dans laquelle on peut observer de rares grenats.

La paragenèse deutérique est identique à celle des roches précédentes. Les cavités miarolitiques sont occupées, selon les cas, par l'association de basse température : quartz-albite-biotite verte-épidote-muscovite-chlorite en rosettes.

C'est au niveau de la texture que l'on note les différences les plus marquées avec le faciès précédent. La séquence de cristallisation est ici manifestement très resserrée, voir sub-synchrone. Feldspaths et quartz sont intimement associés

dans des textures granophyriques ; ces dernières pouvant être séparées par des parties finement grenues isogranulaires.

En définitive, ce faciès d'Arapa, tant par sa texture que par sa composition minéralogique et ses caractéristiques géochimiques (voir ci-après), est proche des autres leucosyénogranites à grain fin du groupe (U2b).

Les relations entre les deux faciès peuvent s'observer dans le talus de la piste qui du cimetière de Chera mène au lieu-dit Finocchio. La coupe SW-NE, le long du ravin qu'emprunte la faille Scalella – Ch. Sant'Agostino, permet de visualiser le contact entre les deux unités. Les matériaux de faciès aplitique intrudent les monzogranites à grain fin selon un plan NW-SE très fortement penté au Nord-Est. Le faciès aplitique, toujours en position de toit sur l'ensemble de l'intrusion, s'extravase vers le NNE sur les monzogranites à grain fin, tout en constituant les dykes émis en périphérie ou dans les parties sommitales du pluton (fig. 25).

#### **Caractéristiques géochimiques**

1 - Les monzogranites leucocrates de Figari (903, 922) sont felsiques ( $\text{SiO}_2 > 75\%$ ), avec un DI élevé (91). Ils sont pauvres en MgO, mais riches en CaO. La somme des oxydes alcalins atteint 7,5 % et le rapport  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  est supérieur à 1.

Ils sont légèrement peralumineux (A/CNK de 1,03 à 1,05), ferrifères ( $M = 20$  à 27), calco-alcalins (High-K).

Ces monzogranites sont relativement pauvres en REE avec des concentrations inférieures à 100 ppm. Les spectres normés aux chondrites (fig. 23) sont fractionnés en LREE ( $[\text{La}/\text{Sm}]_N \sim 3,2$ ) mais non significativement fractionnés en HREE ( $[\text{Gd}/\text{Yb}]_N \sim 1,1$ ). L'anomalie négative en Eu est bien exprimée, avec  $\text{Eu}/\text{Eu}^*$  allant de 0,5 à 0,6.

Les spidergrammes normés au MORB (fig. 24) sont enrichis en LILE (Rb entre 117 et 138 ppm) et en HFSE (Th 12 à 13 ppm) et appauvris en Mg et en métaux de transition. Les anomalies négatives liées au fractionnement des feldspaths, de la hornblende et des minéraux accessoires sont bien exprimées. Cependant, malgré son caractère felsique et évolué, ce monzogranite, comme tous les granitoïdes examinés jusqu'à présent, n'est pas un granitoïde fractionné au sens strict et il est High-Ca (d'après sa position le ternaire Rb/Sr/Ba, fig. 14) et pas très riche en Rb.

#### **2 - Le syénogranite d'Arapa (923)**

Ce syénogranite est plus felsique que les monzogranites ( $\text{SiO}_2 = 76,6\%$ ) et son DI est plus élevé (95). Les concentrations en MgO et en  $\text{P}_2\text{O}_5$  sont très basses, en dessous du seuil de détection. Il est pauvre en CaO, alors que la

somme des oxydes alcalins est élevée à 8,15 % et que le rapport  $K_2O/Na_2O$  est nettement supérieur à 1.

Ce syénogranite est faiblement peralumineux ( $A/CNK = 1,04$ ), ferrifère (MgO en dessous du seuil de détection), calco-alcalin et High-K.

Notre échantillon est pauvre en REE (61 ppm) et son spectre normé aux chondrites est faiblement fractionné ( $[La/Yb]_N = 2,6$ ). Les LREE sont aussi faiblement fractionnés ( $[La/Sm]_N = 2$ ) et le spectre des HREE est à pente positive ( $[Gd/Yb]_N = 0,8$ ). L'allure du spectre total fait penser à un début d'effet tétrade, en particulier dans le cas des deux dernières tétrades. L'anomalie négative en Eu est relativement forte ( $Eu/Eu^* = 0,33$ ).

Le spidergramme normé au MORB est proche de ceux des monzogranites, mais avec des anomalies négatives plus prononcées en Ba, Sr, Zr, Ti, Ca et Mg, en particulier  $Ba/Ba^* = 0,14$  et  $Sr/Sr^* = 0,22$ .

Reporté dans le ternaire Rb/Sr/Ba, le point représentatif du syénogranite se définit comme un granite fractionné pauvre en Ca (fig. 14). C'est la première fois que, dans cette étude, nous rencontrons un granite fractionné au sens strict. Ce caractère est cependant encore faible car la concentration en Rb (156 ppm) est basse pour un tel granitoïde, le rapport  $Eu/Eu^*$  n'est pas très bas et le rapport K/Rb est normal (230). Il est probable que ce syénogranite puisse dériver par cristallisation fractionnée des monzogranites.

#### **Organisation d'ensemble de l'intrusion** (fig. 25)

Le pluton de Figari-Arapa, de part sa composition leucomonzo-syénogranitique et son caractère très nettement sub-volcanique, se distingue, tout comme celui de Bocca di l'Oru, des intrusions précédentes (Gb) ; ces dernières, à dominante monzogranodioritique se sont mises en place en profondeur, dans le domaine de stabilité de l'amphibole.

Les monzogranites leucocrates de Figari-Arapa se sont injectés dans un niveau plus élevé de la croûte, toujours à partir d'une cheminée d'alimentation disposée selon la direction régionale majeure NW-SE. Cette intrusion s'est effectuée en deux épisodes, perforant les monzogranites de Chera déjà en grande partie refroidis et dans un environnement fortement érodé suite au soulèvement post-collision de l'ensemble de la chaîne en conditions distensives. L'intervalle de temps entre les deux événements intrusifs n'est pas connu.

C'est le découpage par les failles N30-40 qui est responsable de la disposition actuelle du massif. Dans le compartiment le plus oriental, grâce à un dénivelé important, on observe une coupe verticale de la partie visible du pluton avec les monzogranites à grain fin de Figari dans les parties basses, surmontés par les syénogranites aplitiques d'Arapa qui alimentent les dykes périphériques dans les

parties les plus hautes de l'intrusion. Le compartiment occidental, quant à lui, soulevé par le jeu des failles normales de Figari et des ruisseaux de Ventillègne et Caniggione ne montre que sa partie profonde. Il a subi une forte érosion qui n'a laissé subsister que des reliques de la partie sommitale de l'intrusion.

### **Corps granitiques d'extension limitée**

Sont ici regroupées des intrusions appartenant à l'ensemble (U2a) ; elles sont toutes situées en zone côtière, sur la bordure orientale de la carte, isolées des autres plutons du même groupe par la mise en place plus tardive des leucomonzogranites de l'ensemble (U2b). Limitées à l'Est par la mer, elles ne sont que peu représentées à l'affleurement.

Il s'agit :

- de l'intrusion granodioritique à biotite et amphibole de Balistra ;
- des affleurements de granodiorites porphyroïdes de la côte est au sein desquels nous avons distingué :
  - des granodiorites à macrocristaux de feldspath potassique type Cerbicale-Cala Longa,
  - des granodiorites à phénocristaux de feldspath potassique type Carlu-Antu.

Ces différents ensembles ont été moins étudiés que les autres corps intrusifs d'importance régionale. À une exception près, ils n'ont pas fait l'objet de mesures par la méthode ASM et n'ont pas été analysés sur le plan géochimique. Nous n'en donnons ici que des descriptions pétrographiques succinctes, basées principalement sur des observations de terrain.

#### **• Intrusion de Balistra**

##### **Caractères généraux**

Les granodiorites de Balistra représentent les restes d'une intrusion qui, actuellement, affleure de façon extrêmement limitée. Elle est en effet recoupée au Nord et à l'Ouest par l'intrusion des monzogranites leucocrates de Suartone alors qu'au Sud, elle se trouve masquée par les formations miocènes du Causse de Bonifacio. Côté est, elle disparaît en mer.

Cette roche :

- de par sa composition très plagioclasique et sa richesse en minéraux ferromagnésiens ;
- du fait qu'elle se situe dans un secteur fortement affecté par la tectonique cassante et ;
- qu'elle a été injectée par un très grand nombre de dykes tardi-hercyniens ;

est toujours marquée par une très forte altération. Les affleurements frais sont très rares. Les meilleurs gisements se situent en bordure sud de l'étang de Balistra et sur le haut de la piste qui, depuis Pietra Bianca, descend vers la limite nord de l'étang.

Malgré ces mauvaises conditions d'observation, il est toutefois possible de distinguer deux faciès en fonction de la taille du grain :

- 1 - un faciès à gros grain qui représente l'essentiel du gisement actuel ;
- 2 - un faciès à texture microgrenue ; ce dernier est cantonné dans la partie sud du gisement, là où l'intrusion de Balistra disparaît sous les sédiments miocènes du Causse de Bonifacio.

Le passage entre les deux entités n'a pas été observé. Le terme microgrenu pourrait représenter la bordure à grain fin de ce pluton.

**γB. Granodiorite à biotite et amphibole type Balistra et faciès microgrenu associé.** Sur les affleurements de bonne qualité, le matériau se présente comme une roche claire (6 % de minéraux ferromagnésiens), de grain moyen à gros avec une texture relativement isogranulaire. La biotite en cristaux automorphes (2 à 3 mm) et l'amphibole en aiguilles de plus de 5 mm de long, souvent regroupées en nids, se détachent bien sur le fond quartzo-feldspathique dans lequel le plagioclase en cristaux automorphes est largement prédominant (47 % du volume total) par rapport au quartz (27 %) et surtout au feldspath potassique (19 %). Ce dernier, en cristaux xénomorphes, se repère facilement par sa couleur légèrement rosée.

**Le faciès à texture microgrenue.** Dans ce dernier, des amas polycristallins de quartz (5 mm de diamètre), des baguettes de plagioclase pouvant atteindre 7 à 8 mm de long et des cristaux de biotite et d'amphibole de quelques millimètres baignent dans une mésostase peu abondante et très finement microgrenue.

À l'observation microscopique, le terme grenu présente les caractéristiques classiques des roches plutoniques calco-alcalines de composition granodioritique à biotite et amphibole déjà explicitées dans les intrusions précédentes du même type : granodiorites de Porto-Vecchio, granodiorites de Chevanu-Spérone.

Le terme microgrenu porphyrique est confirmé par l'analyse microscopique. D'abondants phénocristaux automorphes de plagioclase, biotite, amphibole et quartz baignent dans un fond microgrenu sub-isogranulaire constitué principalement de minéraux clairs : plagioclase, quartz, microcline accompagnés de rares cristaux sub-millimétriques de biotite.

Les enclaves sombres microgrenues sont présentes dans les deux entités. Elles sont de taille assez variée et de forme plutôt sphéroïdale (jusqu'à 25 cm de diamètre) mettant en évidence une assez faible structuration magmatique peu ou

pas visible à l'œil nu. Toutefois, une mesure de susceptibilité magnétique fait apparaître une linéation sub-horizontale N119, conformément aux directions régionales classiquement reconnues dans les intrusions précédentes U2a (entre 90 et 140°).

• **Granodiorites à macrocristaux de feldspath potassique de la Côte Est**

Sous ce vocable, sont ici rassemblés différents gisements d'extension limitée disséminés le long de la zone côtière tyrrhénienne et qui tous sont recoupés par le groupe des monzogranites leucocrates tardifs qui les limite au moins en partie.

Leur extension en mer est inconnue. Il s'agit, successivement, du Nord au Sud, des gisements de Monte Tuchesì, de la Punta Cerbicale, de Carlu Antu, de la Punta di Rondinara, de Crucetì et de Cala Longa.

Nous y avons distingué deux faciès très bien typés :

- des granodiorites type Carlu Antu à phénocristaux de feldspath potassique ;
- des granodiorites type Cerbicale – Cala Lunga à très grands MFK.

**CA. Granodiorite à phénocristaux de feldspath potassique automorphe type Carlu-Antu.** À hauteur du golfe de Rondinara, trois petits gisements de granodiorite à biotite ± amphibole ont été cartographiés, séparés les uns des autres par les indentations de la côte ; étant recoupés par les granitoïdes de l'intrusion de Suartone sur leur bordure occidentale, ils se trouvent totalement isolés et leurs relations avec les autres gisements granodioritiques Mt. Tuchesì, Pta. Cerbicale, Cala Longa nous sont totalement inconnues.

Les deux affleurements les plus importants en superficie, celui de Carlu Antu et celui de la Punta di Rondinara contiennent de nombreuses enclaves de socle de taille décimétrique à métrique, mais aussi des panneaux de dimensions cartographiables tels que celui de la Marina Rasciata. On peut y reconnaître les termes lithologiques reconnus aux Cerbicale et plus au Nord, sur la feuille de Porto-Vecchio (Libourel, 1985 ; Rouire *et al.*, 1993) à savoir : des orthogneiss, des amphibolites, des leptynites, des migmatites, des gneiss sombres.

Le petit gisement de Crucetì, situé dans une zone faillée, est très fortement cataclaté. À l'affleurement, le faciès n'est reconnaissable que grâce à la présence de reliques de phénocristaux de feldspath potassique.

## **δ<sup>40</sup>CL. Granodiorite porphyroïde type Cerbicale – Cala Longa**

### **Caractères généraux**

Les granodiorites à MFK de la Punta Cerbicale sont intrusives dans le socle métamorphique, représenté ici par les orthogneiss ordoviciens de Biancone. Les contours lobés de l'intrusion sont nettement sécants sur la disposition de la foliation des orthogneiss, orientée N120 avec un pendage au Nord de 50° environ ; de plus les plutonites montrent un fort contraste thermique avec leur encaissant, ce qui se traduit par un faciès de bordure à grain fin. Elles sont elles-mêmes injectées par le petit stock leucomonzogranitique de Piscia.

Les granodiorites à MFK de Tuchesì affleurent un peu plus à l'Ouest que les précédentes, dessinant une bande N-S qui se prolonge sur la feuille Porto-Vecchio jusqu'à l'extrémité de la presqu'île de la Chiappa. Ces granodiorites sont recoupées successivement par les granites de l'intrusion de Bocca di l'Oru puis de Porra au Sud. À l'Est le dyke de leucomonzogranite de Pta. di U Cerchiu s'est injecté sur la bordure de l'intrusion, masquant ainsi le contact entre la granodiorite et son encaissant orthogneissique. Les relations chronologiques entre la granodiorite de Tuchesì et celle de Porto-Vecchio qui la limite à l'Ouest n'ont pas pu être observées.

Les granodiorites à MFK de Cala Longa affleurent au Sud-Est du Golfe de Sant' Amanza, constituant toute la partie orientale de la presqu'île. Leur gisement est limité au Sud et à l'Est par les monzogranites leucocrates type Campu Mezzano. Le contact entre les deux formations est visible au mètre près sur la côte. La granodiorite ne montre aucune variation de faciès alors que, côté monzogranite, il est possible d'observer de nombreux schlierens, des filonets d'aplite, de nombreux amas applito-pegmatitiques sans variation du grain de la roche ; ce qui laisse supposer le voisinage d'un contact sans aucun contraste thermique. Il est possible que les monzogranites type Campu Mezzano, appartenant au complexe intrusif de Chera, se soient mis en place postérieurement aux granodiorites de Cala Longa mais dans un intervalle de temps relativement court. Le long de ce même contact, affleure côté granodiorite, un petit corps de gabbro-diorite de dimension hectométrique, très peu visible car recouvert par un maquis très dense. L'îlot de Poraggia constitue l'affleurement le plus oriental des granodiorites de Cala Longa. Les leucomonzogranites à grain fin, riches en grenat, d'U Capicciolu injectent, sous la forme d'un gros dyke, ces granodiorites tout comme les monzogranites leucocrates type Campo Mezzano.

Sur tous les gisements précités, les roches se caractérisent par la présence de macrocristaux de feldspath potassique de très grande taille. Ils peuvent atteindre cinq à six centimètres de long selon l'axe « c ». Leur habitus est nettement automorphe, mais leurs contours, observés dans le détail, montrent des limites finement pocilitiques au contact des cristaux de leur matrice. Dans cette

dernière, dont la texture est de type grenue hétérogranulaire, on distingue nettement la présence : i) de plagioclase automorphe de couleur blanchâtre dont la taille peut atteindre 1 cm de long ; ii) du quartz en amas globuleux et iii) des cristaux subautomorphes de biotite, accompagnés par de rares aiguilles d'amphibole, le tout lié par des cristaux xénomorphes de feldspath potassique de dimensions millimétriques. Les proportions estimées de plagioclase par rapport au feldspath alcalin laissent entrevoir une composition de granodiorite dans laquelle les minéraux ferromagnésiens sont relativement abondants. Les enclaves microgrenues sombres, de taille variable (centimétrique à pluridécimétrique), sont très présentes.

On peut envisager que tous ces gisements granodiorites, depuis le promontoire de Cervivale au Nord jusqu'à celui de Calla Longa au Sud appartiennent à la bordure d'un même pluton qui se serait mis en place dans le socle métamorphique.

Il est à noter que ces granodiorites à biotite et amphibole, remarquables par la présence de macrocristaux de feldspath potassique de très grande taille sont, à notre connaissance, inconnues dans la partie calco-alcaline sud-occidentale du batholite corse. Ce faciès à MFK semble se limiter à la bordure orientale du batholite. En effet, d'autres gisements sont connus plus au Nord avec les granodiorites de l'Ospédale et Conca sur la feuille de Porto-Vecchio et plus au Sud, en Sardaigne, dans le NE de la Gallura.

#### **Intrusions leucomonzogranitiques (U2b) à biotite ± grenat, ± muscovite structurées SW-NE**

Une des caractéristiques essentielles de ce groupe d'intrusions (U2b) est sa très grande homogénéité. Ceci est déjà nettement perceptible sur le terrain au niveau des caractères morphologiques : relief accentué pouvant donner des sommets escarpés (Uomo di Cagna, Punta d'Ovacia, Punta di Monaco dans le pluton de Naseo), aspect ruineux dû à un diaclasage intense et régulier, provoquant un débit en banc d'épaisseur variable et la formation de chaos rocheux où les taffonis sont particulièrement spectaculaires. À cela s'ajoute une grande résistance à l'altération d'où pauvreté en arène et donc rareté de la végétation. Cette morphologie bien typée, alliée à la couleur claire des roches, fréquemment à patine ocre ou rousse, fait que les massifs de ce groupe sont facilement reconnaissables dans le paysage et sont à la base des plus beaux sites touristiques. Le panorama que l'on découvre depuis la route N196 à hauteur de Pietragnone en regardant vers le Sud-Est les reliefs qui dominent le golfe de Ventilegne (intrusion de Suartone) est tout à fait pédagogique.

La composition de ces roches est remarquablement homogène (fig. 6). C'est toujours celle d'un granite hololeucocrate, très siliceux (75 à 76 % de SiO<sub>2</sub>). La biotite est le seul minéral coloré important ; elle est accompagnée parfois de

grenat almandin-spessartine et plus sporadiquement de muscovite. Plagioclase, feldspath potassique et quartz constituent généralement plus de 95 % du volume total avec des proportions à peu près identiques ; une composition donc proche de l'eutectique. Il en résulte un matériau d'une très grande homogénéité, d'où son écrasante monotonie sur le terrain. Il n'a jamais été rencontré de corps basiques gabbro-dioritiques comme cela est fréquent sur la carte voisine de Roccapina. Les enclaves microgrenues sombres y sont très rares, de petites dimensions, voire absentes.

Ces matériaux leucocrates affleurent, comme dans toute la partie sud-occidentale de la Corse, selon deux grands types de gisements (Marre *et al.*, 1981).

– Des plutons de grandes dimensions qui, quand on les observe dans leur totalité, au cœur du batholite, montrent une forme étirée, avec une direction d'allongement préférentielle NE-SW comme cela est visible en Sardaigne avec le massif de Monte Lerno – Pta di Senalonga ou encore en Corse avec l'intrusion du San Petru, sur des distances respectivement de plus de 45 et 30 km (Orsini, 1980 ; Carmignani et Rossi, 1999).

– Des lames étroites, de dimensions beaucoup plus modestes, disposées de façon subverticale et orientées elles aussi NE-SW.

## **Grands plutons**

### **• Intrusion de Suartone**

#### *Caractères généraux*

Cette intrusion est visible dans la partie sud-est de la feuille. Bien qu'il s'agisse du plus vaste pluton de leucomonzogranite reconnu dans le secteur d'étude, il faut noter que son extension actuelle n'est que très résiduelle. Ses extrémités septentrionale et méridionale, tout comme une grande partie de sa bordure orientale, nous sont inconnues à cause du découpage maritime. Il est de plus en partie recouvert par les terrains miocènes du Causse de Bonifacio. Toutefois, de par la disposition de ses limites actuelles par rapport à son encaissant, et surtout les caractéristiques de sa structure interne mises en évidence par la méthode ASM (Gattaccieca *et al.*, 2004), il est possible d'affirmer que le massif de Suartone constitue les restes d'une intrusion beaucoup plus vaste, présentant un allongement orienté sensiblement N60. C'est dans cette direction que l'on peut la suivre sur plus de 20 km de long, depuis le Capo di Feno, en bordure de mer, au Sud-Ouest du Causse de Bonifacio, jusqu'au golfe de Santa Giulia au Nord-Est.

Ce pluton recoupe de façon quasi-orthogonale les intrusions antérieures de Pianotolli-Caldarello, Chera, Balistra, Carlu Antu, développant à leurs contacts des faciès de bordure. Dans le détail, les limites visibles du pluton de Suartone sont, comme nous venons de le voir, limitées dans l'espace car en grande partie

« maritimes » ou masquées, soit par des accidents tectoniques, soit par les sédiments miocènes du Causse de Bonifacio. Un certain nombre de contacts ont pu cependant être observés dans d'assez bonnes conditions. Ils montrent la présence de faciès de bordure à grain fin, souvent à texture aplitique. C'est le cas au contact des granodiorites à macrocristaux de Carlu Antu, tout comme au contact des granodiorites de Balistra au Sud du Monte Rossu. Mêmes observations en limite du diverticule du Monte Biancu, côté occidental où apparaît un faciès de bordure caractérisé par de très belles textures microgrenues porphyriques au contact des monzogranodiorites de Chera.

#### ***Caractères pétrographiques et minéralogiques***

Cet ensemble est constitué par deux types de matériaux qui sur le terrain se distinguent très facilement par leur granulométrie :

- des leucomonzogranites à gros grain du type Suartone s.s. ;
- des leucomonzogranites à grain fin du type U Vangonu.

<sup>4</sup><sub>γ</sub><sup>2</sup>S. **Leucomonzogranite à gros grain type Suartone s.s. et faciès de bordure microgenu porphyrique.** Il affleure dans de très bonnes conditions dans la partie septentrionale de l'intrusion aux environs du hameau de Suartone, mais aussi sur la piste Francolu – Frasselli dans la partie centrale et surtout dans tout le promontoire de Capo di Feno. C'est dans ce secteur méridional de l'intrusion, à la faveur des talus de la route N196 récemment rectifiée, que les conditions d'observation sont optimales.

Il s'agit d'une roche à très gros grain, présentant une patine de couleur beige plus ou moins rouille en fonction de son degré d'altération. Sa texture, fortement grenue et à caractère hétérogranulaire marqué est parfaitement visible, aussi bien sur les surfaces patinées qu'à la cassure fraîche. L'abondance du quartz est manifeste. Il se présente sous forme de cristaux subautomorphes, de couleur grise à translucide. Les cristaux sont rarement isolés, se regroupant en amas pour constituer des globules polycristallins de grande taille (jusqu'à plus de 2 cm de diamètre). Ces derniers, sur les surfaces altérées, apparaissent en relief et donnent de ce fait un aspect extrêmement rugueux au matériau. Le plagioclase en cristaux de petite taille (environ 4 à 5 mm) a un habitus nettement automorphe et comme le quartz montre des regroupements en amas. Ces deux minéraux constituent le fond blanchâtre à jaunâtre de la roche, fond sur lequel se détachent les cristaux rosés de feldspath potassique et les lamelles plurimillimétriques de biotite, elles aussi regroupées en nids. Le feldspath potassique est abondant. Il se présente sous la forme de cristaux d'aspect subautomorphe à xénomorphe, de taille généralement centimétrique, mais il n'est pas rare d'observer des cristaux de plus de 2,5 cm de long, ce qui accentue le caractère hétérogranulaire de ce matériau. Enfin il faut noter, comme cela est bien connu dans des granites du même type au sein du batholite corso-sarde (Orsini, 1980), la présence de grenat almandin-spessartine visible à l'œil nu.

C'est le cas par exemple dans les affleurements des talus de la route N196 à l'Est des Monts de la Trinité.

Ces granites leucocrates à gros grain sont riches en mioles de taille généralement centimétrique, dans lesquelles on observe fréquemment la présence de chlorite noirâtre et des gerbes d'aiguilles d'épidote vert-jaune. À signaler aussi, l'abondance de filonets d'aplite à texture saccharoïde et de poches ou filons pegmatitiques dans lesquels le grenat et la muscovite sont fréquents.

À l'observation microscopique, la composition monzogranitique, les caractères hololeucocrate et siliceux de la roche sont confirmés par l'analyse modale. Les teneurs en biotite sont inférieures à 3 % alors que le quartz peut représenter à lui seul 43 % du volume total. Les deux feldspaths ont des teneurs équivalentes (entre 26 et 28 %). C'est le plagioclase qui est le premier minéral à apparaître au liquidus après les accessoires : zircon, apatite, oxydes ferro-titanés, très rare allanite souvent en inclusion dans la biotite. Le plagioclase se présente en lattes bien automorphes, de taille variable, très fréquemment regroupées en amas. Les cristaux montrent des zonations normales avec des cœurs d'oligoclase basique et des bordures oligoclase acide-albite. La biotite est précoce ; elle accompagne et suit de près la cristallisation du plagioclase. Elle se présente en lamelles automorphes, très pléochroïques dans les tons jaune pâle à brun sombre, presque noir. Elle peut être incluse dans les plagioclases ou associée à ces derniers au sein des amas plagioclasiques. Elle se concentre souvent en nids. Le quartz se regroupe lui aussi en amas de plusieurs cristaux ; il est totalement xénomorphe, comblant les interstices entre les cristaux plus précoces de plagioclase et de biotite. Il prend un habitus franchement automorphe au contact du feldspath alcalin. Ce dernier est très perthitique, en grands cristaux dont l'automorphie est mal marquée. Souvent maclé Carlsbad, il contient de très nombreuses inclusions : opaques, petits cristaux de plagioclase rectangulaires, biotite en lattes submillimétriques, larmes de quartz. Le feldspath alcalin existe aussi sous forme de cristaux totalement xénomorphes, comblant les interstices entre tous les autres cristaux. Sa cristallisation est donc tardive. La séquence se termine par la formation de films d'albite (préférentiellement dans les joints intergranulaires entre cristaux de feldspath alcalin) et de chlorite néoformée en rosettes. Le grenat n'a pas été observé à l'échelle microscopique. La muscovite est présente mais assez rare, soit en altération des feldspaths, soit en interstratifiée avec le mica biotite chloritisé. La paragenèse deutérique est la suivante : séricite-albite-chlorite-épidote-hématite-muscovite.

Les enclaves microgrenues sombres sont présentes dans ce faciès mais en très faible proportion. La roche ne présente pas d'orientation préférentielle évidente de ses minéraux constitutifs mise à part la présence de quelques schlierens.

<sup>4</sup><sub>7</sub>V<sup>2</sup>. **Leucomonzogranite à grain fin type U Vangonu**. Il est intimement associé au granite à gros grain précédent. Le rendu cartographique des deux

entités est très difficile, voire dans certains cas impossible à réaliser. Le tracé des limites est alors donné comme « supposé ». Toutefois, le faciès type U Vangonu affleure en continu dans un certain nombre de secteurs que nous avons tenté de délimiter au plus près. Il s'agit pour les plus importants et du Nord au Sud :

- du secteur de la face est de la Punta di Rafaellu au Nord du golfe de Porto Novo ;
- du secteur de Tre Paduli à hauteur de la presqu'île de Rondinara ;
- du secteur de Pinitella – U Vangonu ;
- enfin le pluton satellite de U Capicciolu qui, sur plus de 6 km de long, forme l'arête maîtresse de la presqu'île de Sant'Amanza. Il y recoupe les intrusions antérieures de Pianotolli-Caldarello – Chevano, Chera et Cala Longa.

Ces granites à grain fin montrent un diaclasage très prononcé, caractéristique de ce faciès. Il correspond aux trois directions orthogonales des joints primaires issus des structures de refroidissement du magma. La roche, à patine beige roussâtre, se débite de façon extrêmement régulière, selon des bancs d'épaisseur pluridécimétrique, voire moins. Il en résulte une morphologie relativement accidentée avec des rochers d'aspect ruiniforme, voire des épanchements de boules, comme cela est le cas sous la Pta. Di Curugnola au Sud du lieu-dit U Vangonu.

À l'observation macroscopique, il s'agit toujours d'un matériau présentant une texture grenue à grain fin. La taille du grain varie selon les affleurements de 1 à 3 mm, parfois moins. La roche prend alors un aspect saccharoïde. La texture est dans l'ensemble de type isogranulaire, mais il peut apparaître localement des amas de cristaux de quartz dont la taille peut avoisiner 5 à 8 mm et de discrets phénocristaux de feldspath potassique. Dans le fond isogranulaire de la roche, on distingue parfaitement bien les cristaux subautomorphes de quartz translucide ainsi que les lamelles automorphes de biotite dont les plans « P » sont bien reconnaissables. Les feldspaths sont plus difficiles à distinguer surtout sur les surfaces patinées. On les reconnaît sur cassure fraîche de la roche. Le plagioclase en petits cristaux automorphes de couleur blanchâtre est moins abondant que le feldspath potassique de couleur rosée. Dans ce faciès, le grenat est très présent sous forme soit de cristaux millimétriques automorphes, soit xénomorphes et étroitement imbriqués avec du quartz. Tout comme dans le faciès grenu précédent, les cavités miarolitiques, les amas et filonets pegmatitiques sont abondants à l'affleurement (présence de grenat et muscovite).

L'examen microscopique confirme les observations à l'œil nu. La texture est de type grenue isogranulaire pour l'essentiel. Localement, elle tend vers une texture granophyrique avec des associations symplectiques de quartz et de feldspath. La roche est très pauvre en minéraux colorés ; les opaques sont rares, la biotite est peu abondante, sous forme de lamelles subautomorphes avec un

pléochroïsme dans les tons brun-vert. Souvent très fortement chloritisée, elle inclut de nombreux minéraux accessoires (apatite, zircon) et d'autres minéraux radioactifs de très petite taille, repérables uniquement par les auréoles pléochroïques qu'ils induisent. Le plagioclase est encore le premier minéral à apparaître au liquidus, sous la forme de petits cristaux trapus, bien automorphes. Certains d'entre eux, nettement zonés oligoclase-albite, se regroupent en amas de quelques cristaux. D'autres, d'habitus subautomorphe, montrent des contacts avec le quartz et la biotite qui laissent supposer une séquence de cristallisation très resserrée. Le quartz est bien automorphe et montre de très belles faces au contact du feldspath alcalin, mais aussi des signes d'automorphie au contact de la biotite et plus rarement du plagioclase. Il contient de très nombreuses files d'inclusions probablement fluides. Le feldspath alcalin est parfois visible, sous forme de cristaux d'assez grande taille, maclés selon la loi de Carlsbad. Il inclut tous les autres minéraux, corrodant les bordures du plagioclase et donnant des figures myrmékitiques à leur contact. Ces feldspaths alcalins laissent apparaître le moirage du microcline et de très belles perthites en lames, voire en taches. Ces cristaux d'assez grande taille ont des bordures festonnées, englobant les cristaux au contact. Le feldspath alcalin se présente aussi sous forme de petits cristaux xénomorphes, en position interstitielle. La séquence se termine par la cristallisation de films intergranulaires d'albite en tout petits cristaux. Le grenat est présent. On l'observe, soit en cristaux précoces, millimétriques et parfaitement automorphes, soit tardifs, en symplectite avec du quartz et/ou de l'albite. La muscovite, bien que discrète, est présente comme produit d'altération des feldspaths ou en interstratifiée avec la biotite très chloritisée. De la chlorite néoformée, sous la forme de rosettes regroupées en petits nids, est à signaler.

#### ***Relations entre les deux faciès Suartone et U Vangonu***

Les limites entre les deux faciès ne sont pas faciles à tracer car les deux matériaux en contact sont intimement associés. Le faciès à grain fin, résistant mieux à l'altération que celui à gros grain, forme souvent les plus hauts reliefs. Il présente localement des ruptures de pente au contact du faciès Suartone, ce qui facilite son tracé. C'est le cas au Sud du secteur de Pinitella – U Vangonu où le contact entre les deux ensembles peut être suivi au pied des escarpements de la Punta di Curugnola, le Monte Corbu, Cana d'Alta.

Il est nettement de type magmatique. Dans le détail, à l'échelle métrique, on observe des limites sinueuses, contournées ; le matériau à grain fin envoie des digitations dans le faciès grenu, l'enclavant localement. On retrouve ce modèle à l'échelle du massif, les digitations du grain fin dans le gros grain pouvant être de grande ampleur (d'ordre hectométrique, voire kilométrique). C'est le cas dans le secteur des ruines du terrain militaire I Frasselli où l'on peut observer une lame sub-v verticale de grain fin injectant le faciès Suartone selon la direction N50, conformément à l'orientation générale de l'intrusion et son organisation interne. D'une façon générale, l'inclinaison du plan de contact est toujours

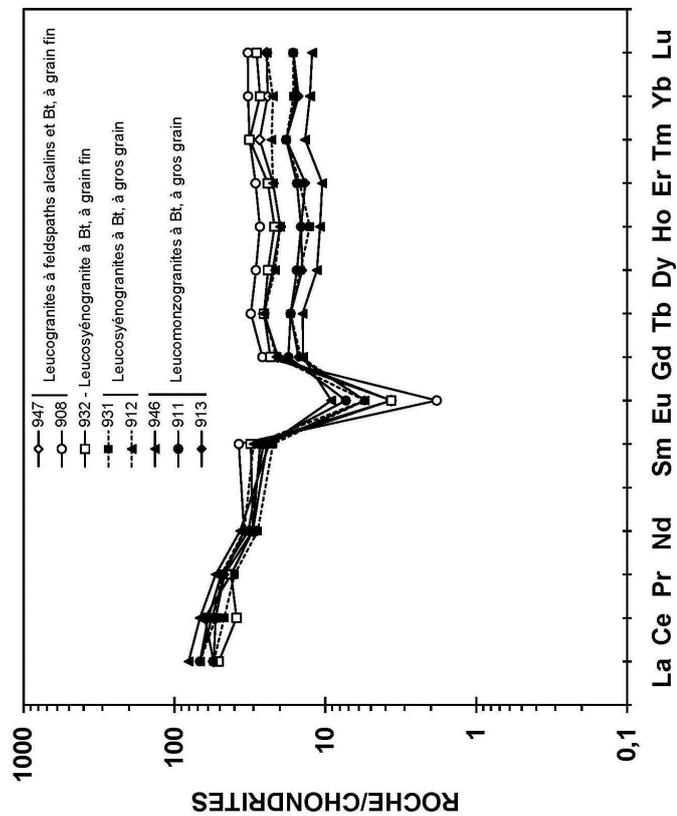


Fig. 26 - Spectres de Terres Rares normés aux chondrites des différents leucogranites de Suartone

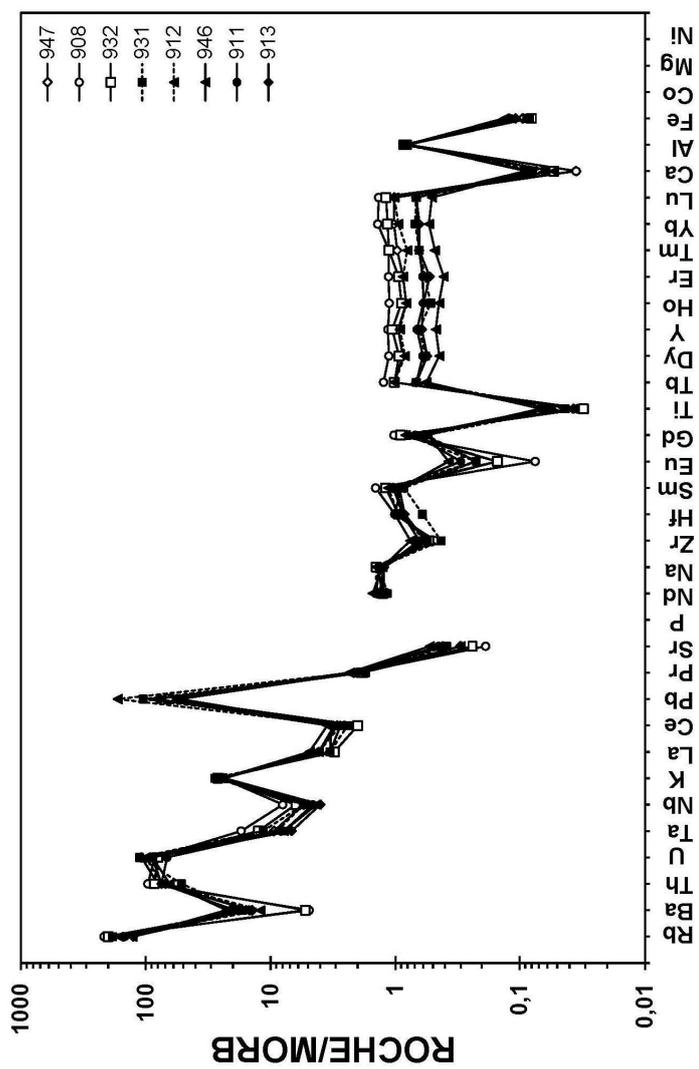


Fig. 27 - Diagrammes multiélémentaires normés au N-MORB des leucogranites à Bt de Stuartone

élevée et dirigée vers l'intérieur de la structure à grain fin. Le faciès fin ne peut donc être interprété comme faisant partie de secteurs proches du toit ou des bordures du pluton. Il s'agit bien de deux événements intrusifs sub-concomitants. Les deux entités ont été fortement dégagées par l'érosion et laissent apparaître, à la faveur d'une topographie accidentée, des épaisseurs apparentes de plus de 200 m.

### *Caractéristiques géochimiques de l'ensemble*

#### **1 - Leucomonzogranites à gros grain de type Suartone**

Cinq échantillons de ce faciès ont été analysés (911, 912, 913, 931 et 946). Leur composition normative va des monzogranites aux syénogranites (fig. 6). Ils sont felsiques, avec une concentration en silice comprise entre 75,6 et 77,5 %, et avec un DI compris entre 93 et 95. Les concentrations en MgO et en P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> de ces roches sont extrêmement basses, en-dessous du seuil de détection de la technique analytique employée. Leurs teneurs en CaO sont aussi basses, comprises entre 0,6 et 1 %. Les seuls oxydes dont la concentration soit élevée sont, avec SiO<sub>2</sub> et Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, les oxydes alcalins, dont la somme Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O se situe autour de 8 % et dont le rapport K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O est toujours nettement supérieur à 1.

Cette suite de monzogranites et de syénogranites est légèrement peralumineuse ( $1,02 < A/CNK < 1,07$ ), ferrifère (MgO < au seuil de détection), calco-alcaline (High-K).

Les échantillons sont relativement pauvres en REE (76 ppm < REE < 98 ppm). Les spectres normés aux chondrites (fig. 26) sont peu fractionnés :  $2,8 < (La/Yb)_N < 6$ . Les LREE sont faiblement fractionnés, avec  $(La/Sm)_N$  compris entre 2,6 et 3,4. Les HREE ne sont pas fractionnées, la valeur  $(Gd/Yb)_N$  tourne autour de 1, leur facteur d'enrichissement par rapport aux chondrites est compris entre 10 et 20. Tous les échantillons présentent une anomalie négative en Eu nette, avec le rapport Eu/Eu\* compris entre 0,2 et 0,5. Le caractère heurté des spectres est peut être lié à un début d'effet tétrade.

Les spidergrammes normés au MORB (fig. 27) montrent un important enrichissement en LILE et en HFSE incompatibles et un appauvrissement important en MgO et en métaux de transition. Ces spectres sont aussi caractérisés par de fortes anomalies négatives en Ba, Sr, P, Eu, Ti Ca V et MgO, et des anomalies plus modestes en Na, Zr et Hf. Les anomalies en Ba en particulier sont importantes avec Ba/Ba\* compris entre 0,13 et 0,29.

Les rapports K/Rb sont tous en-dessous de celui du Main Trend de Shaw (1968), (K/Rb = 230), compris entre 213 et 170, ce qui avec la concentration en Rb comprise entre 159 et 233 ppm, témoigne du caractère fractionné d'une partie de ces granites. Dans le ternaire Rb/Sr/Ba, les points représentatifs des

échantillons du faciès à gros grain de Suartone dessinent un chemin allant des granites pauvres en Ca non fractionnés aux granites pauvres en Ca fractionnés (fig. 14).

## 2) Leucomonzogranites à grain fin de type U Vangonu

Trois échantillons de ce faciès ont été analysés (908, 932 et 947). Leur composition normative va des syénogranites aux granites à feldspaths alcalins (fig. 6).

Ils sont felsiques, avec une concentration en silice comprise entre 75,3 et 77,1 %, et avec un DI autour de 95. Les concentrations en MgO, en P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> et dans un cas en TiO<sub>2</sub> sont extrêmement basses, en dessous du seuil de détection. Leurs teneurs en CaO sont basses, comprises entre 0,4 et 0,6 %. La somme des oxydes alcalins oscille autour de 8 %, avec un rapport K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O nettement supérieur à 1.

Cette suite de syénogranites et des granites à feldspaths alcalins est peralumineuse (A/CNK < 1,1), ferrifère (MgO < inférieur au seuil de détection) et calco-alcaline (High-K).

Les échantillons sont relativement pauvres en REE (81 ppm < REE < 98 ppm). Les spectres normés aux chondrites (fig. 26) sont peu fractionnés : 1,6 < (La/Yb)<sub>N</sub> < 2,1. Les LREE sont faiblement fractionnées, avec (La/Sm)<sub>N</sub> compris entre 2,6 et 3,4. Les pentes des spectres des HREE sont légèrement positives avec (Gd/Yb)<sub>N</sub> < 0,83. Leur facteur d'enrichissement par rapport aux chondrites est compris entre 19 et 24. Les anomalies négatives en Eu sont très fortes, avec un rapport Eu/Eu\* compris entre 0,06 et 0,15.

Les spidergrammes normés au MORB (fig. 27) montrent un important enrichissement en LILE et en HFSE incompatibles et un appauvrissement important en MgO et en métaux de transition. Ces spectres sont aussi caractérisés par de fortes anomalies négatives en Ba, Sr, P, Eu, Ti Ca V et MgO, et des anomalies plus modestes en Na, Zr et Hf. Les anomalies en Ba et en Ti en particulier sont très importantes avec Ba/Ba\* compris entre 0,04 et 0,13 et Ti/Ti\* compris entre 0,01 et 0,04. Un autre exemple du caractère très fractionné de ce faciès U Vangonu est fourni par le rapport Zr/Hf qui est très bas, compris entre 16,7 et 22,3, alors que le rapport habituel, chondritique, tourne autour de 38. Les concentrations en Nb et Ta sont en moyenne plus élevées que celles du faciès Suartone, montrant une fois de plus que le faciès U Vangonu est plus évolué que le faciès Suartone.

Les rapports K/Rb sont très bas, nettement en dessous de celui du Main Trend de Shaw (1968), (K/Rb = 230), compris entre 127 et 147, ce qui avec les très fortes concentrations en Rb, comprises entre 253 et 273 ppm, témoigne du caractère fortement fractionné de ces granites. Dans le ternaire Rb/Sr/Ba, les

points représentatifs des échantillons du faciès à grain fin de U Vangonu se distribuent dans le champ des granites fractionnés pauvres en Ca (fig. 14).

L'intrusion de Suartone diffère de toutes les intrusions précédentes par le fait qu'elle est en totalité felsique, légèrement peralumineuse, ferrifère, calco-alcaline, high-K et low-Ca. Pour l'essentiel, elle est constituée de granitoïdes fractionnés, pauvres en Ba, Sr, Ti, V, Mg, *etc.*, riches en Rb, Ta, Nb, Th, U, *etc.*, et avec des rapports K/Rb et Zr/Hf bas. Les deux faciès de l'intrusion sont géochimiquement très proches, avec un même « air de famille ». Le faciès U Vangonu apparaît comme plus évolué que le faciès Suartone. Il est cependant difficile de dire si U Vangonu dérive par cristallisation fractionnée de Suartone. Plusieurs détails, comme le fait que l'anomalie en Eu soit plus faible dans le faciès U Vangonu que dans le faciès Suartone, ne sont pas en faveur de cette hypothèse. Le plus probable est que les deux faciès correspondent à deux venues distinctes issues de la même source.

#### **Organisation d'ensemble du pluton**

La partie actuellement visible de ce pluton se suit en continu sur plus de 20 km selon la direction NE-SW. Les mesures ASM mettent en évidence, sur toute sa longueur, des linéations dont la direction est parallèle à celle de l'allongement du massif avec un plongement faible (entre 0 et 30°) en majorité vers le Nord dans la partie septentrionale et vers le Sud dans la partie méridionale et ceci quel que soit le type de faciès. Ce qui est une disposition totalement différente de celle rencontrée dans les intrusions plus précoces de composition monzogranodioritique. Il en est de même des plans de foliation qui pour l'essentiel sont eux aussi parallèles à la direction d'allongement du pluton avec un plongement constant vers l'ESE sous un angle moyen. Ils s'infléchissent dans la partie méridionale de l'intrusion, devenant E-W avec un plongement généralisé au Sud.

L'intrusion leucomonzogranite de Suartone, constituée par deux venues sub-concomitantes, a donc une architecture en feuillet reconnu sur plus de 20 km de long et qui s'enfonce vers l'ESE. Le promontoire de Capo di Feno pourrait en constituer la terminaison méridionale. Ce feuillet émet, comme cela est connu dans d'autres plutons du même type (Marre *et al.*, 1981), des apophyses de direction NW-SE, reliées au pluton (Monte Bianco) ou en lames isolées (Pta. di Turriciola – Alturaggia).

#### **• Intrusion de Naseo – Col de Monaco**

##### **Caractères généraux**

De cette intrusion, formée exclusivement, comme la précédente, de monzogranite leucocrate, nous n'observons que sa terminaison méridionale. Elle se développe très largement plus au Nord sur la feuille de Porto-Vecchio.

Dans le secteur qui nous occupe, elle constitue sur le plan morphologique les derniers contreforts de la Montagne de Cagna avec les hauts sommets de La Punta di Monaco : 1 292 m ; de La Cima di Cagna : 1 224 m ; L'Uomo di Cagna : 1 217 m ; et son voisin L'Uomo D'Ovace : 1 139 m.

Ces granites très siliceux (fig. 6) (74,9 à 76,5 % de SiO<sub>2</sub>) et peu calciques (moins de 1 %), donnent des reliefs extrêmement vigoureux, caractérisés par des arêtes vives, des pointes aux parois souvent subverticales alimentant de grandes coulées de blocs. Ce type de modelé est probablement dû à la conjonction de plusieurs facteurs : des matériaux rebelles à l'altération, des matériaux très fortement diaclasés (joints primaires issus des structures de refroidissement, fractures tectoniques) et exposés au milieu froid d'altitude. Mis à part quelques points de passage, les voies d'accès y sont très rares et la progression difficile. De ce fait, et principalement sur les versants occidentaux, les limites de l'intrusion ont été établies pour une grande partie à l'aide de la photo-interprétation.

#### *Caractères pétrographiques et minéralogiques*

<sup>4L</sup><sub>2</sub><sup>N</sup>. **Leucomonzogranite type Naseo et sa bordure figée.** Il se caractérise par un grain de taille assez variable (de moyen à plus grossier) et toujours très pauvre en minéraux colorés, ici représentés par la seule biotite. Les affleurements de bonnes qualités montrent une patine beige à rousse très caractéristique. À la cassure fraîche, on y distingue très facilement, de par leur couleur, les trois phases minéralogiques essentielles : le quartz gris, le plagioclase blanchâtre et le feldspath potassique rosé.

Au cœur du massif, le faciès type est représenté par un matériau à gros grain avec une texture grenue à caractère hétérogranulaire peu marqué. Les cristaux de feldspath potassique pouvant atteindre jusqu'à 1,5 cm de long, pas franchement automorphes, tranchent de par leur couleur rose soutenue et leur taille sur le fond quartzo-plagioclasiq. Dans ce dernier, les cristaux de quartz à tendance automorphe, mais plus généralement regroupés en amas, sont isolés par le plagioclase en baguettes blanchâtres sub-automorphes. Les cristaux de biotite, de taille pluri-millimétrique, sont regroupés en nids assez bien répartis.

Quand on se rapproche du bord de l'intrusion (dans une bande d'environ 500 m), le grain de la roche diminue ; la texture passe à un type grenu, à grain moyen isogranulaire (des cristaux dont les dimensions se situent autour de 3 à 5 mm). Il apparaît de petites miaroles et, au contact même de l'encaissant, il n'est pas rare d'observer un faciès de bordure à texture très finement aplitique sur moins d'un mètre de puissance. Cela est bien visible le long de la piste qui, du hameau de Piscia, mène aux bergeries de Naseo.

Quand on accède à ces bergeries et sur la crête attenante des Pini Alti, le faciès change à nouveau. On y observe une roche à grain plutôt fin, à texture nettement microgrenue, avec présence de miaroles. On est probablement là proche du toit de l'intrusion. Dans ce secteur, les dykes acides appartenant au complexe filonien sont nombreux mais délicats à cartographier car difficiles à distinguer de l'encaissant à grain fin.

L'analyse microscopique confirme bien les textures grenues et microgrenues, la composition monzonitique et le caractère leucocrate des matériaux en présence. La paragenèse constante est : plagioclase-biotite-quartz-feldspath potassique-accessoires. Ces derniers sont représentés par du zircon, de l'apatite, les oxydes ferro-titanés et très rarement de l'allanite. Ces minéraux accessoires sont pour l'essentiel en inclusions dans la biotite. Le grenat almandin-spessartine n'a pas été observé. La paragenèse deutérique est représentée par la chlorite, la séricite et l'albite. La muscovite est présente, mais de façon très discrète, généralement liée à l'altération des feldspaths ou encore en interstratifiée avec la biotite.

Les compositions modales mesurées indiquent que les monzogranites de Naseo sont des roches hololeucocrates, contenant moins de 3 % de biotite. Quartz, plagioclase et feldspath potassique sont en proportions similaires, proches d'une composition eutectique ; respectivement : 34-32-34 %. Le quartz, tout comme le feldspath potassique perthitique et le plagioclase légèrement zoné oligoclase-albite ont un habitus subautomorphe. Ils ont cristallisé selon une séquence très resserrée mais non synchrone. De petits cristaux de plagioclase automorphes, souvent regroupés en petits amas, sont les premiers au liquidus suivis par la biotite. Cette dernière est manifestement précoce car elle se présente en cristaux automorphes, de taille millimétrique, incluse dans tous les autres minéraux. Des liserés de tout petits cristaux d'albite terminent la séquence de cristallisation, associés parfois à un peu de biotite verte.

#### ***Caractéristiques géochimiques***

Deux échantillons de l'intrusion de Naseo-Col de Monaco ont été analysés : 927 est un granite à gros grain provenant du cœur du pluton alors que 926 représente le faciès à grain plus fin pris à 300 m du contact.

D'après leur composition normative, 927 est un syénogranite et 926 un granite à feldspaths alcalins (fig. 6). Les deux échantillons présentent des caractères communs au niveau des éléments majeurs. Ce sont des granitoïdes felsiques, avec SiO<sub>2</sub> allant de 74,9 % à 76,5 % et avec le DI allant de 94 à 96. Dans les deux échantillons, MgO et P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> ont des concentrations inférieures aux seuils de détection et dans 926, le TiO<sub>2</sub> est aussi sous le seuil de détection. Les deux échantillons sont pauvres en CaO. La somme des oxydes alcalins tourne autour de 8 % avec un rapport K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O > 1. Les deux roches sont légèrement

peralumineuses ( $A/CNK < 1,09$ ), ferrifères ( $MgO < \text{seuil de détection}$ ), calco-alcalins, High-K et Low-Ca.

Mais malgré ces caractères communs, les deux échantillons diffèrent fortement au niveau des éléments en traces.

**Syéno granite 927.** La somme des REE de 927 est relativement élevée (153 ppm) et le spectre normé aux chondrites (fig. 28) est typique des granitoïdes calco-alcalins communs. Le spectre est moyennement fractionné,  $(La/Yb)_N = 6$ . Les LREE sont bien fractionnées,  $(La/Sm)_N = 3,8$ . L'anomalie en Eu est modeste,  $Eu/Eu^* = 0,3$ . Les HREE, globalement peu fractionnées  $(Gd/Yb)_N = 1,09$ , montrent une concavité attribuable à une légère extraction de hornblende.

Le spidergramme normé au MORB (fig. 29) montre les anomalies négatives habituelles en Ba, Sr, P, Na, Zr, Hf, Eu, Ti, Ca, V et MgO, correspondant à l'extraction d'un mélange solide de feldspaths, hornblende, oxydes de fer et de titane, et phosphates. Avec  $Ba/Ba^* = 0,23$  et  $Sr/Sr^* = 0,15$ , on voit que le fractionnement des feldspaths est avancé.

Dans le ternaire Rb/Sr/Ba (fig. 14), 927 se projette dans le champ des granites fractionnés pauvres en Ca, mais tout près de la limite entre les granites pauvres en Ca fractionnés et non fractionnés. Sa concentration en Rb est importante, 240 ppm, et son rapport K/Rb est faible, égal à 158. Son rapport Zr/Hf = 27 est encore proche du rapport chondritique.

Au total, 927 apparaît comme un granite fractionné, mais un peu moins que ne le sont les faciès U Vangonu du Massif de Suartone.

Il n'en est pas de même avec le **granite à feldspaths alcalins 926** dont les caractéristiques géochimiques en éléments traces sont celles d'un granitoïde extrêmement évolué.

926 est plus pauvre en REE : 83 ppm. Le fractionnement général de son spectre de REE normé aux chondrites (fig. 28) est très faible  $(La/Yb)_N = 1,16$ , contre 6 pour 927. La géométrie du spectre est celle des granitoïdes très évolués, en forme de « mouette », avec une très forte anomalie négative en Eu ( $Eu/Eu^* < 0,03$ ) et des ailes qui montrent un début d'effet tétrade.

Le spidergramme normé au MORB (fig. 29) montre des anomalies négatives abyssales, avec  $Ba/Ba^* < 0,003$ ,  $Sr/Sr^* = 0,06$  et  $Ti/Ti^* < 0,01$ . Les concentrations en éléments fortement incompatibles sont très élevées, Rb = 309 ppm, Nb = 36 ppm, Ta = 2,8 ppm et Th = 22 ppm. Le rapport K/Rb = 112 est très bas et le rapport Zr/Hf = 17,6 est aussi très bas. Ces caractéristiques sont

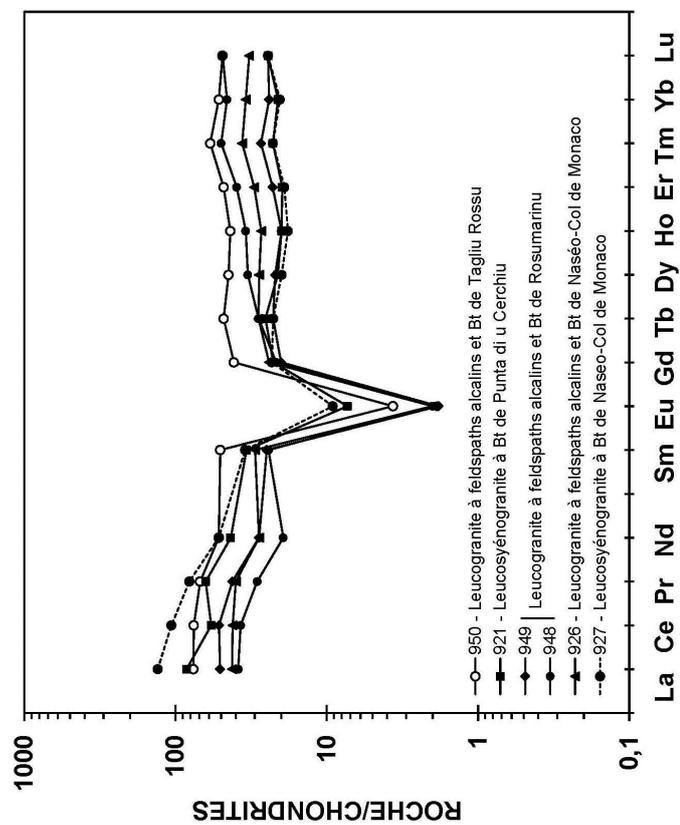


Fig. 28 - Spectres de Terres Rares normés aux chondrites des leucogranites U2b autres que Stuartone

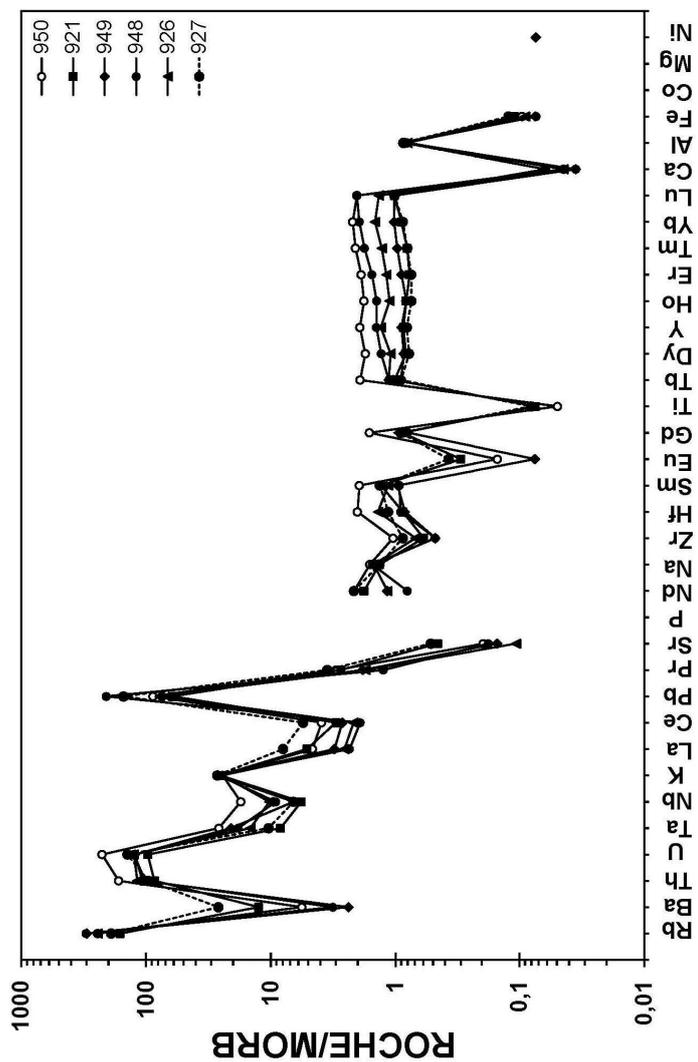


Fig. 29 - Diagrammes multielementaires normés au N-MORB des leucogranites U2b autres que Suartone

celles des roches dont le comportement des éléments en traces est non-CHARAC et qui résultent de l'interaction entre le magma liquide et un fluide externe.

En conclusion, le syénogranite 927 de Naseo-Col de Monaco est un granitoïde fortement fractionné par des processus pétrogénétiques habituels, alors que le granite à feldspaths alcalins 926 a les propriétés des « granites à métaux rares » et du coup, il est difficile de savoir s'ils ont des relations génétiques. Les spidergrammes normés au MORB des deux échantillons présentant cependant un fractionnement général analogue et un indéniable air de famille, il est probable que 926 soit bien un faciès de bordure de 927 ayant interagi avec des fluides de l'encaissant au moment de sa mise place sous forme d'un liquide magmatique.

### **Organisation d'ensemble**

En conclusion, les leucomonzogranites de Naseo intrudent les monzogranodiorites de Chera, développant à leur contact un faciès de bordure à grain fin. Ils se sont donc mis en place dans un encaissant déjà en partie refroidi. Faute de bons marqueurs rapidement identifiables, les données structurales sont rares. Nous ne disposons que de quelques mesures ASM pour la partie extrême-sud du pluton. Ces dernières montrent l'existence d'une linéation orientée globalement NE-SW avec un pendage moyen au Sud-Ouest vers l'extérieur de la structure. Les foliations magnétiques, conformes aux limites de l'intrusion, sont elles aussi, pentées avec un angle moyen vers l'extérieur de la structure.

Les leucomonzogranites de Naseo dessinent donc la terminaison méridionale d'un vaste appareil qui s'enneige sous les monzogranodiorites de Chera. Appareil qui se développe très largement, plus au Nord, sur la feuille Porto-Vecchio. La mise en place de cette intrusion est datée de  $283,9 \pm 5,9$  Ma (méthode SHRIMP, U/Pb sur zircon). Un âge tout à fait conforme à ceux des autres intrusions du même groupe (U2b) dans le batholite corse (cf. « La construction du batholite dans l'Extrême-Sud corse »).

### **Intrusions en lames**

#### **Caractères généraux**

Sur la coupure Sotta–Bonifacio, il existe deux gisements de granites leucocrates qui se disposent selon des corps de dimensions limitées, subverticaux, caractérisés par une longueur importante comparée à leur puissance. Il s'agit de l'intrusion de Tagliu Rossu d'une part, et de celle de Punta di u Cerchiu d'autre part.

<sup>40</sup><sub>17</sub>K/<sup>40</sup><sub>18</sub>Ar. **Leucomonzogranite à grain fin type Tagliu Rossu.** L'intrusion de Tagliu Rossu se situe dans le secteur de la grande zone faillée de direction NE-SW Borivoli-Monacia d'Aullène. Elle se présente comme une lame granitique subverticale que l'on suit sur plus de 8 km de long, depuis La Punta Rossa au Sud-Ouest de Borivoli où sa puissance est maximale (700 m),

jusqu'aux environs du hameau de Vacimatoju où elle se termine en biseau tectonique. En fait, les épaisseurs observées ne sont qu'apparentes car cette lame granitique est limitée et encadrée sur toute sa longueur par les accidents tectoniques du faisceau de Borivoli-Monacia d'Aullène. Dans sa partie nord, elle est doublée par l'intrusion satellite d'A Canniccia.

Cette lame est constituée par un granite à grain fin à patine brun-rouge caractéristique. Très siliceux, fortement diaclasé, rebelle à l'érosion, il donne des reliefs d'aspect ruiniforme, aux falaises rongées de taffoni. Intrusive dans les monzogranodiorites de Chera, cette lame se distingue de loin dans le paysage. Elle y constitue un alignement de points hauts aux noms évocateurs : Pta. Rossa, Tagliu Rossu. Elle est facilement repérable en photos aériennes et encore mieux en photos satellitaires.

<sup>4</sup><sub>1</sub>PC. **Leucogranite à grain fin type Pta. di u Cerchiu.** Il constitue, lui aussi, une énorme lame de granite leucocrate, de puissance extrêmement variable. Dans la presqu'île de la Chiappa, elle recoupe tout à la fois les formations métamorphiques du socle anté batholitique sur sa bordure est, les granodiorites à macrocristaux du Monte Tucchesi et les monzogranodiorites type Chera sur sa bordure ouest. Elle débute, au Nord, près de la Marina de Vizza sur la coupure Porto-Vecchio où sa puissance est maximale (1 km). On la suit sur 6 km de long jusqu'à la plage de Palombaggia au Sud où sa largeur n'est plus que de 500 m. Sa limite méridionale nous est inconnue. Elle disparaît en mer sans réapparaître au niveau des îles Cerbicale. Cette lame présente une direction N10-20 sur les trois quarts de sa longueur puis, dans le dernier quart, elle s'oriente N140. Dans ce dernier secteur, son gisement semble être, localement, en conformité avec la foliation majeure, pentée au Nord-Est, des orthogneiss encaissants ; foliation qui a pu guider localement l'injection de la lame monzogranitique.

#### *Caractères pétrographiques et minéralogiques*

Les matériaux qui constituent ces deux intrusions sont du même type. Tout les deux présentent un caractère hétérogène marqué. Au cœur des lames, le faciès le plus répandu est celui d'une roche à texture grenue, à grain fin et de type généralement isogranulaire. La taille du grain est de l'ordre du millimètre ; mais il n'est pas rare de rencontrer des zones à grain plus grossier. Sur les bordures, le grain devient très fin avec apparition de très nombreuses cavités miarolitiques de taille millimétrique à centimétrique. Ces cavités sont occupées essentiellement par l'association quartz-microcline. Pour ce qui concerne l'intrusion de Tagliu Rossu, la présence d'un faciès de bordure à texture parfois granophyrique est un bon argument qui laisse à penser que l'injection s'est effectuée dans une fracture tectonique. Les limites actuelles de cette lame granitique sont probablement, au moins pour partie, d'origine ; les failles de bordure ont certainement joué dans un stade post. mise en place.

L'analyse microscopique confirme tout à la fois ; la similitude entre les matériaux des deux lames, mais aussi avec ceux des plutonites du faciès fin, type « U Vangonu » dans l'intrusion de Suartone.

La texture est de type grenue isogranulaire pour l'essentiel. Localement, elle tend vers une texture granophyrique avec des associations symplectiques de quartz et de feldspath. La roche est très pauvre en minéraux colorés ; les opaques sont rares ; la biotite est peu abondante, sous forme de lamelles automorphes à subautomorphes avec un pléochroïsme dans les tons brun à brun-vert. Sa cristallisation est manifestement précoce. On l'observe en inclusion dans des cristaux de plagioclase et de quartz. Elle est souvent très fortement chloritisée, incluant de l'apatite et des zircons. Le plagioclase est encore le premier minéral à apparaître au liquidus, sous la forme de petits cristaux trapus, bien automorphes. Certains d'entre eux, nettement zonés oligoclase-albite, se regroupent en amas de quelques cristaux. D'autres, d'habitus subautomorphe, montrent des contacts avec le quartz et la biotite qui laissent supposer une séquence de cristallisation très resserrée. Le quartz bien automorphe montre de très belles faces au contact du feldspath alcalin, mais aussi des signes d'automorphie au contact de la biotite et plus rarement du plagioclase. Le feldspath alcalin est parfois visible, sous la forme de cristaux d'assez grande taille, maclés selon la loi de Carlsbad. Il inclut tous les autres minéraux, corrodant les bordures du plagioclase et donnant des figures myrmékitiques à leur contact. Ces feldspaths alcalins laissent apparaître le moirage du microcline et de très belles perthites en lames, voire en taches. Ces cristaux d'assez grande taille ont des bordures festonnées, englobant les cristaux au contact. Le feldspath alcalin se présente aussi sous la forme de petits cristaux xénomorphes, en position interstitielle. La séquence se termine par la cristallisation de films intergranulaires d'albite en tout petits cristaux. La muscovite, bien que discrète, est présente comme produit d'altération des feldspaths ou en interstratifiée avec la biotite très chloritisée. De la chlorite néoformée, sous la forme de rosettes regroupées en petits nids, est à signaler.

### *Caractéristiques géochimiques*

#### **1 - L'intrusion linéaire de Punta di u Cerchiu**

Un échantillon de l'intrusion de Punta di u Cerchiu a été analysé (921). C'est un syénogranite d'après sa composition normative (fig. 6). Il est felsique, avec 75,4 % de SiO<sub>2</sub> et avec un DI de 94. Les concentrations en MgO et en P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> sont très basses, inférieures à la limite de détection. Avec 0,70 % de CaO, c'est un granite pauvre en Ca. La somme des oxydes alcalins oscille autour de 8 %, avec un rapport K<sub>2</sub>O/Na O > 1.

La composition chimique en éléments majeurs de ce syénogranite est très proche de celle du syénogranite 927 de l'intrusion de Naséo-Col de Monaco. Il en est de même pour les éléments en traces.

La somme des REE de 921 n'est pas très élevée (107 ppm) et le spectre normé aux chondrites (fig. 28) est du type des granitoïdes calco-alcalins habituels. Le spectre total n'est pas très fractionné,  $(La/Yb)_N = 4$ . Les LREE sont relativement bien fractionnées,  $(La/Sm)_N = 2,5$ . L'anomalie en Eu est modeste,  $Eu/Eu^* = 0,3$ . Les HREE, globalement peu fractionnées avec  $(Gd/Yb)_N = 1,03$ , montrent une concavité attribuable à une légère extraction de hornblende.

Le spidergramme normé au MORB (fig. 29) montre les anomalies négatives habituelles en Ba, Sr, P, Na, Zr, Hf, Eu, Ti, Ca, V et MgO, correspondant à l'extraction d'un mélange solide de feldspaths, hornblende, oxydes de fer et de titane, et phosphates. Avec  $Ba/Ba^* = 0,12$  et  $Sr/Sr^* = 0,17$ , on voit que le fractionnement des feldspaths est avancé.

Dans le ternaire Rb/Sr/Ba (fig. 14), 921 se projette dans le champ des granites fractionnés pauvres en Ca. Sa concentration en Rb est relativement élevée : 204 ppm et son rapport K/Rb est faible, égal à 177. Son rapport Zr/Hf = 24 est bas.

Au total, 921 apparaît comme un granite fractionné pauvre en Ca, mais dont le degré de différenciation n'atteint pas celui des granites à métaux rares. En fait, ce syénogranite de Punta di u Cerchiu est chimiquement très semblable au syénogranite 927 du massif de Naséo-Col de Monaco. Malgré leur éloignement géographique (et peut être aussi dans le temps ?), ces deux syénogranites proviennent de sources jumelles et ont été engendrés par les mêmes processus pétrogénétiques.

## 2 - L'intrusion linéaire de Tagliu Rossu

Un seul échantillon de cette intrusion a été analysé (950). Sa composition normative est celle d'un granite à feldspaths alcalins (fig. 6).

Il est nettement felsique avec 76,20 % de  $SiO_2$  et un DI légèrement supérieur à 96. Les concentrations en MgO et  $P_2O_5$  sont très basses, en dessous du seuil de détection. Avec 0,50 % de CaO, c'est un granite pauvre en Ca (Low-Ca Granite). La somme des oxydes alcalins avoisine 8 %, mais le rapport  $K_2O/Na_2O$  est  $< 1$ , ce qui est exceptionnel dans les granites felsiques du Sud de la Corse.

Ce granitoïde est métalumineux, sans corindon normatif. Il est ferrifère (MgO  $<$  seuil de détection), à la limite entre les granites calco-alcalins et les granites alkali-calciques et Medium-M. Les caractères métalumineux, quasi-alkali-calcique et Medium-K sont exceptionnels pour des granitoïdes felsiques sud-corses.

La concentration de 145 ppm en REE est relativement importante pour un granite aussi felsique. Le spectre de REE normé aux chondrites (fig. 28)

est du type « mouette », avec une forte anomalie négative en Eu ( $Eu/Eu^* = 0,08$ ) et des « ailes » globalement peu fractionnées montrant l'effet tétrade.

Le spidergramme normé au MORB (fig. 29) est fortement fractionné, avec des concentrations élevées en LILE et en HFSE incompatibles ( $Rb = 309$  ppm,  $Th = 31$  ppm,  $U = 16$  ppm,  $Hf = 6$  ppm,  $Ta = 5$  ppm et  $Nb = 61$  ppm) et des concentrations très basses en métaux de transition, généralement inférieures à la limite de détection. Les anomalies négatives sont pour beaucoup très importantes, témoignant de fractionnements extrêmes :  $Ba/Ba^* = 0,03$ ,  $Sr/Sr^* = 0,06$ ,  $Eu/Eu^* = 0,08$ ,  $Ti/Ti^* = 0,03$  et  $P/P^* = 0,09$ .

Le caractère de granite à métaux rares de l'échantillon 950 est attesté par l'effet tétrade des REE et la forte anomalie négative en Eu d'une part, et par le bas rapport  $K/Rb = 111$  et le très bas rapport  $Zr/Hf = 18,2$  (le rapport chondritique est de 38).

### Intrusions indifférenciées

<sup>4</sup>Ly<sup>2</sup>. **Leucomonzogranite à grain fin à moyen.** Nous avons regroupé sous ce vocable un certain nombre de massifs d'extension limitée, qu'il n'a pas été possible de cartographier en détail car très souvent difficiles d'accès. Il s'agit pour l'essentiel de massifs situés dans la partie occidentale de la feuille ; ils se poursuivent sur les coupures limitrophes de Porto-Vecchio au Nord et de Roccapina à l'Ouest. Il s'agit :

- du massif de Monte Milesi, une petite intrusion qui recoupe les granodiorites de Chevanu, développant à son contact des faciès de bordure à grain fin ; il se poursuit en mer par les îlots des Bruzzi ;
- du massif de Rosumarinu – Maraconcella (auquel on peut associer son satellite de la Crête di u Castellu) qui intrude les granodiorites de Monacia d'Aullène et les monzogranodiorites de Chera en y développant de longues digitations en doigts de gant orientées NE-SW ; dans sa partie sud-est, les métamorphites qui affleurent sur la crête de Vattacina y sont très probablement en position de toit ;
- à l'extrême nord-ouest de la feuille, le gisement de Bocca di Croce d'Arbitru à proximité de Giannuccio ; il se poursuit sur la feuille de Porto-Vecchio.

Côté oriental, il faut signaler les trois petits corps intrusifs de Pancuncelli, de Tamaricciu et de Piscia. La petite île du Toro représente l'affleurement le plus oriental de ces leucomonzonites du groupe (U2b). Ces derniers ont été datés par une mesure U-Pb sur zircon à  $284 \pm 5$  Ma (communication orale de Ph. Rossi).

Ces massifs sont constitués de granite leucocrate qui, aussi bien par leurs caractéristiques pétrographiques, que par leurs textures grenues à grain fin

ou plus grossier, sont tout à fait comparables aux deux faciès Suartone précédemment décrits.

À noter enfin que les massifs occidentaux de la feuille Sotta – Bonifacio s'intègrent, à l'échelle du batholite corse, dans un chapelet d'intrusions de granite leucocrate qui, depuis la région de Solenzara au Nord-Est, jusqu'à la tour de Roccapina au Sud-Ouest, dessinent un axe majeur de 50 km de long selon la direction N60. Il s'agit des massifs de la forêt du Sambucu, de la Bocca d'Illarata et de la montagne de Cagna (comprenant l'intrusion de Naséo – Pta. Di Monaco et Rosumarinu – Maraconcellu).

#### ***Caractéristiques géochimiques du massif de Rosumarinu – Maraconcellu***

Deux échantillons ont été analysés 948 et 949. Ce sont des granites à feldspaths alcalins d'après leur composition normative (fig. 6). Ils sont felsiques,  $\text{SiO}_2 \sim 76\%$ , avec un D.I. très élevé de 96. Les concentrations en  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{MgO}$  et  $\text{P}_2\text{O}_5$  sont très basses, en dessous du seuil de détection. Ils sont aussi pauvres en calcium,  $\text{CaO} = 0,40\%$ . La somme des oxydes alcalins atteint  $8,5\%$ , le rapport  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na O}$  étant  $> 1$ .

Ce sont des granites faiblement peralumineux ( $A/\text{CNK} \sim 1,06$ ), ferrifères ( $\text{MgO} < \text{seuil de détection}$ ), calco-alcalins à alkali-calciques (High-K et Low-Ca).

Ils sont pauvres en REE, entre 79 et 85 ppm. Les spectres de REE normés aux chondrites (fig. 28) sont du type « mouette » : faiblement fractionnés,  $(\text{La}/\text{Yb})_N$  entre 0,8 et 2, avec de fortes anomalies en Eu :  $\text{Eu}/\text{Eu}^*$  entre 0,04 et 0,08 et un début d'effet tétrade.

Les spidergrammes normés au MORB (fig. 29) sont caractérisés par de très fortes anomalies négatives en Ba, Ti et Sr :  $\text{Ba}/\text{Ba}^*$  entre 0,01 et 0,02,  $\text{Sr}/\text{Sr}^*$  entre 0,08 et 0,1 et  $\text{Ti}/\text{Ti}^* < 0,02$ . Les anomalies négatives en Nb et Ta sont faibles du fait du comportement compatible de ces éléments.

Dans le ternaire Rb/Sr/Ba (fig. 14), les points représentatifs des deux échantillons se projettent dans la partie riche en Rb des granites fractionnés pauvres en Ca. Il faut dire que la concentration en Rb est exceptionnelle, de l'ordre de 380 ppm. Les rapports K/Rb sont exceptionnellement bas, légèrement inférieurs à 100. Les rapports Zr/Hf sont aussi très bas, compris entre 18 et 20. Là encore les échantillons de Rosumarinu-Maraconcellu sont du type des granites à métaux rares, ce qui explique la présence de minéraux comme la cassitérite ou la topaze trouvés dans la région par prospection à la batée (BRGM) et par observation de filonets aplitiques (Poupon et Bonin, 1988).

## **Filons aplitiques associés aux plutons granitiques**

### **Filons aplito-pegmatitiques à muscovite ( $a.p\gamma$ ) et à grenat ( $a.p\gamma_g$ )**

Ils sont constitués de matériaux hololeucocrates, de composition aplitique à aplito-pegmatitique à muscovite  $\pm$  grenat. Ces filons représentent les dernières manifestations magmatiques liées à la différenciation des granitoïdes permocarbonifères. Ils s'injectent fréquemment dans les joints primaires des granitoïdes encaissants ; étant de taille généralement modeste, ils ne sont que peu représentés à l'échelle de la carte. Ce système filonien fait partie intégrante de l'histoire batholitique. Les filons qui le constituent sont constamment recoupés par les dykes d'un deuxième système qui postdate la mise en place des plutons.

Les filons aplito-pegmatitiques ( $a.p\gamma$ ) à muscovite forment des dykes dont l'épaisseur dépasse très rarement deux à trois mètres. Ils injectent les joints primaires des différents plutons. Dans certains cas, ils montrent sur leurs épontes des contacts magmatiques sans limites nettes avec les matériaux encaissants. Ils sont constitués de granite hololeucocrate à grain fin, très souvent à texture aplitique, passant localement à une texture aplito-pegmatitique. À l'observation microscopique, des lamelles peu nombreuses de biotite, souvent étirées selon l'axe (A) et incluant quelques opaques, baignent dans un fond constitué de quartz-albite-feldspath alcalin perthitique. Le quartz très abondant forme des textures graphiques en association symplectique avec l'un ou l'autre des deux feldspaths. De la muscovite est présente, en petites lamelles xénomorphes, parfois accolées à la biotite. Du grenat, probablement almandin-spessartine, est parfois présent et souvent visible à l'observation macroscopique ( $a.p\gamma_g$ ).

## **Magmatisme tardi-hercynien : le système filonien régional tardi- à post-orogénique**

### **Généralités**

Il s'agit d'un système filonien qui se situe à une toute autre échelle que le précédent. Il est constitué par des dykes de très grandes dimensions. Quelle que soit leur composition, ils sont généralement de taille pluri-hectométrique à pluri-kilométrique avec des largeurs de l'ordre du décamètre. Des filons de 20 à 30 m de puissance ne sont pas rares.

Ces dykes, présents sur l'ensemble du domaine corso-sarde, représentent un événement magmatique majeur de type fissural se situant à la fin de la période d'extension de la Chaîne. D'après G. Traversa *et al.* (2003)\*, l'activité filonienne a démarré en Corse autour de 305 Ma (J.L. Paquette, 2003) pour se terminer en Sardaigne vers 230 Ma, au Trias moyen. Cette activité magmatique de type hypo-abyssal se serait développée sur une période relativement longue et en deux phases qui se recouvrent partiellement :

- une première phase d’affinité calco-alcaline ;
- une deuxième phase à caractère basaltique (basaltes tholéitiques, alcalins, transitionnels...). Les deux phases étant accompagnées de matériaux felsiques de composition rhyolitique. Contrairement à ce qui était admis jusqu’à ces dernières années, le complexe filonien ne postdaterait donc qu’en partie la mise en place de l’ensemble du batholite.

Sur l’emprise de la feuille Sotta – Bonifacio, ce complexe filonien se présente, de par sa composition comme par son organisation, comme un ensemble composite d’une très grande complexité. Dans le cadre de ce travail, nous ne pouvons en donner que les caractéristiques principales.

### **Chronologie et âge de mise en place**

Dans le secteur étudié, la mise en place du complexe filonien apparaît comme étant nettement post-batholitique. Il est en effet constitué par des dykes qui, disposés de façon sub-verticale, recoupent tout à la fois le socle cristallophyllien et l’ensemble des granitoïdes du secteur, développant à leur contact des faciès de bordure.

Il ne nous est pas possible de préciser plus pour ce qui concerne la chronologie et l’âge de mise en place des différents filons. Nous ne disposons pas de données radiométriques et les levés cartographiques effectués n’ont pas permis d’établir une chronologie relative suffisamment bien documentée.

### **L’organisation d’ensemble du complexe filonien dans l’Extrême-Sud corse (fig. 30, hors texte)**

De par leur grande taille, la plupart des dykes sont facilement repérables en photos aériennes comme en photos satellitaires et beaucoup d’entre eux peuvent être suivis en continu sur le terrain. Ils apparaissent alors comme peu rectilignes, souvent sinueux, voire d’aspect sigmoïde, présentant des bifurcations fréquentes, mais aussi des décalages dus à des mouvements tectoniques tardifs ce qui donne, à l’échelle de l’affleurement, une forte impression d’étalement des directions.

Quand on considère l’ensemble du secteur couvert par la feuille Sotta – Bonifacio, il apparaît que la répartition géographique des dykes est extrêmement hétérogène. Dans certaines zones privilégiées, ils se disposent selon des faisceaux très denses (de quinze à vingt individus sur une bande d’un kilomètre de large), encadrant des zones de faible à très faible densité, sans que cette dernière ne soit jamais nulle.

C’est à plus grande échelle, celle constituée par l’assemblage des cartes au 1/50 000 de Sartène – Porto-Vecchio – Sotta – Bonifacio – Roccapina (fig. 30, hors texte), qu’une première image de la structure d’ensemble du complexe

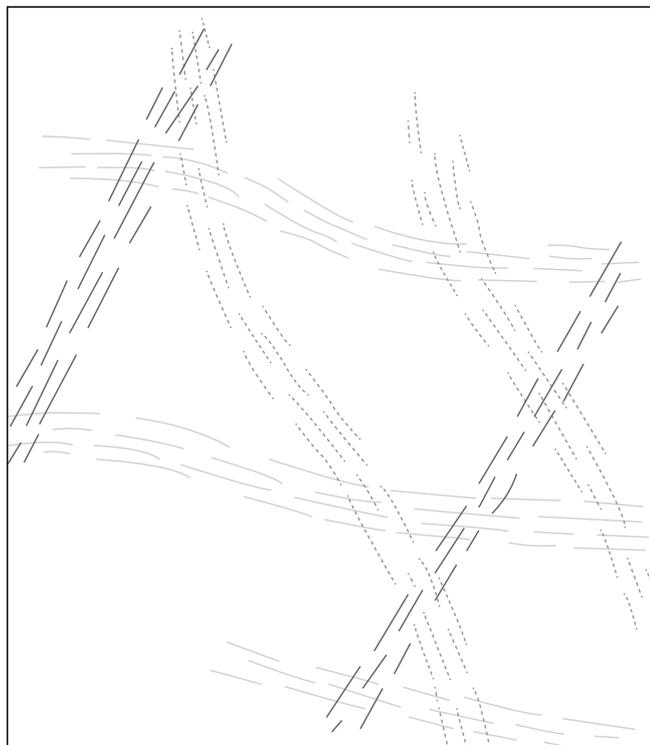


Fig. 31 - Essai de schéma illustrant « le motif apparent » du réseau filonien de l'Extrême Sud Corse tel qu'il peut être déduit de la carte de la figure 30

filonien de la Corse du Sud se dessine. Trois directions majeures s'individualisent nettement et ceci apparemment sans lien avec la nature pétrographique des différents filons.

**Une première famille de direction N-S** regroupe des filons orientés pour l'essentiel entre N et N30. C'est la direction majeure dans le secteur considéré. En font partie, deux ensembles de filons :

- un premier ensemble que l'on peut suivre tout au long de la côte Est, depuis l'anse de Tarcu au Nord jusqu'à la Punta de Sperono au Sud, et qu'il est convenu d'appeler « le Champ filonien de Porto-Vecchio ». Ces dykes constituent entre autre, le très beau faisceau du col de San Pietro ;
- un deuxième ensemble, parallèle au premier, est très présent 20 km plus à l'Ouest dans la forêt domaniale de Zonza ouest sur la feuille Porto-Vecchio. On peut le suivre en direction du Sud jusque dans le secteur de la Ria de Figari (coupure Sotta – Bonifacio) en passant par la région de l'Ospedale.

**Une deuxième famille caractérisée par une direction globalement NE-SW.** Elle regroupe des filons d'orientation N60-N70 pouvant s'infléchir selon une disposition pouvant atteindre N90. Font partie de cette famille les deux faisceaux de dykes qui s'intercalent entre les deux alignements N-S précédents et probablement les recoupent :

- un premier faisceau à dominante basaltique ; c'est le faisceau de Capo di Feno sur la feuille Sotta – Bonifacio ;
- un deuxième faisceau à dominante acide ; celui de Sainte-Trinité sur la coupure Porto-Vecchio.

**Une troisième famille de direction N130-160.** C'est la moins représentée dans le secteur d'étude. Les dykes ayant cette direction sont surtout présents sur la feuille Porto-Vecchio où ils constituent le faisceau de la forêt domaniale de Zonza à dominante rhyolitique ; un faisceau qui comme les précédents s'intercale entre les deux alignements N-S. Sur Sotta – Bonifacio, ils sont très discrets mais bien visibles tout le long de la route Piscia-Vallicelo au Sud de l'intrusion de Naseo.

Ces trois directions majeures semblent être aussi présentes en Sardaigne septentrionale tout comme en Corse centrale, d'après les documents cartographiques de J.-P. Cherchi (ce travail), L. Vigliotti *et al.*, (1990) et de R. Vezat (1986). Dans cette partie du batholite, elles y dessinent donc un réseau qui, du seul point de vue descriptif (en l'absence de toute donnée chronologique), s'organise selon « un motif apparent » illustré par le schéma de la figure 31.

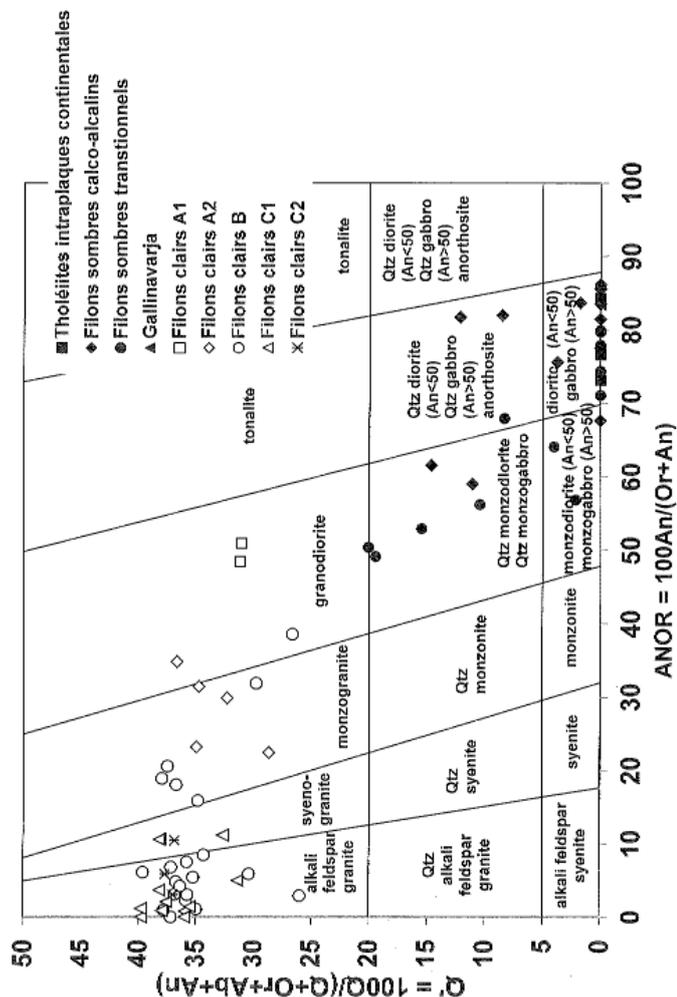


Fig. 32 - Diagramme de nomenclature Q'-ANOR pour les roches plutoniques, appliqué aux roches filoniennes de la feuille Sotta - Bonifacio, d'après A. Streckeisen et R.-W. Le Maitre (1979)

## Composition du complexe filonien sur la feuille Sotta – Bonifacio

### Une province magmatique bimodale

Les données, tant pétrographiques que géochimiques, montrent qu'il s'agit bien d'un magmatisme à caractère bimodal (fig. 32) constitué par :

- un pôle basique comprenant des basaltes, des andésites basaltiques et des andésites dont les concentrations en silice, recalculées à 100 et anhydres, varient entre 46 et 62 % ;
- un pôle acide de composition rhyolitique dont les concentrations en silice, recalculées à 100 et anhydres varient entre 69 et 78 %.

Ce qui laisse apparaître entre les deux ensembles une lacune, particulièrement nette, de l'ordre de 7 % de SiO<sub>2</sub>. Les termes de composition intermédiaire, correspondant aux dacites, ne sont pas présents.

Tous ces matériaux affleurent sous la forme de dykes de nature acide ou basique, mais il n'est pas du tout rare (dans certains secteurs, c'est presque la règle) d'observer des caisses filoniennes mixtes où les deux matériaux coexistent. Les roches basiques se disposent alors aux épontes du filon, encadrant un cœur acide avec des contacts parfaitement nets et rectilignes sans variation de la taille du grain. Mais il est aussi possible d'observer, dans un grand nombre de cas, des signes de mélange magmatique se traduisant par des contacts flexueux et des enclaves aux formes arrondies du matériau basique au sein du terme acide. Les magmas en présence se sont donc injectés dans la même caisse filonienne, soit conjointement, soit successivement, mais dans un laps de temps très court.

### Le pôle basique : généralités

Il est représenté pour l'essentiel par des filons de couleur sombre, du gris-noir au brun-rouille suivant le degré d'altération ( $\beta$ ) et de façon tout à fait exceptionnelle par un unique petit stock de microdiorite à olivine ( $\mu\eta$ ).

**$\beta$ . Filons basiques indifférenciés.** Pour ce qui concerne les filons, leurs épontes sont bien visibles, fréquemment soulignées par une bordure figée de quelques centimètres d'épaisseur. Leur puissance est très variable, de quelques décimètres à 15 à 20 m pour les plus larges. Le magma étant très fluide au moment de sa mise en place dans la caisse filonienne, il n'est pas rare d'observer de minces filonets adventifs occupant joints et fractures des granitoïdes encaissants. À l'observation macroscopique, on peut reconnaître, au cœur des dykes, dans des faciès à texture porphyrique, des cristaux de plagioclase ou pyroxène et amphibole.

Il n'est toutefois pas possible, à cette échelle d'observation, étant donné la taille du grain toujours fin, alliée à une forte altération hydrothermale, d'individualiser avec exactitude différents faciès ; de ce fait, la totalité des

dykes du pôle basique a été reportée sous l'appellation unique : filons basiques indifférenciés ( $\beta$ ).

Sur le plan géographique, les représentants filoniens de ce pôle, pris dans leur ensemble, ne sont pas également répartis ; ils sont majoritairement présents à l'Ouest du méridien de Sotta. Ils ne sont que peu représentés dans le faisceau N-S Porto-Vecchio – Spérone alors qu'ils forment la quasi-totalité du faisceau du Capo di Feno, orienté N60 et de celui de la Punta di Ventilegne, disposé N30.

$\mu\eta$ t. **Les microdiorites à olivine de Gallinavarja** constituent un cas particulier. Elles sont visibles près du lieu-dit Gallinavarja, à 1,5 km au Sud-Ouest de Sotta. Elles y constituent un petit corps de forme grossièrement ellipsoïdale dont le grand axe, orienté NW-SE, mesure 1,5 km pour une largeur ne dépassant pas 500 m. Ces mafites affleurent dans de bonnes conditions et leur levé cartographique ne pose pas de problèmes particuliers ; de par leur texture microgrenue porphyrique, ces roches se distinguent facilement des gabbrodiorites de Sotta qui leur sont adjacents. Leur mise en place hypovolcanique est manifestement tardive, nettement postérieure à celle du complexe de Sotta qu'elles recourent. Les microdiorites de Gallinavarja contiennent en effet des xénolites (de forme anguleuse et de taille métrique) de la granodiorite de Mola, bien typée par la présence de macrocristaux de feldspath potassique. De plus, ces microdiorites développent au contact de ces mêmes granodiorites des bordures figées très nettes, ce qui laisse supposer un contraste thermique fort lors de la mise en place de ces mafites dans un encaissant déjà refroidi et en partie bien érodé.

#### **Le pôle basique : les données pétrographiques**

L'analyse géochimique des 30 échantillons de ce pôle, (échantillons choisis suite à une étude pétrographique préliminaire) a permis de distinguer trois grands ensembles.

Un premier ensemble de trois échantillons qui sur le plan géochimique correspond à une série de tholéïtes intraplaque continentales.

Un deuxième ensemble (12 éch.) regroupant deux séries de basaltes d'arcs volcaniques calco-alcalins.

Un troisième ensemble (15 éch.) correspondant à une suite de basaltes et andésites, transitionnels, intermédiaires entre les basaltes des séries précédentes. La microdiorite du stock de Gallinavarja, ayant elle aussi une affinité transitionnelle, fait partie de ce troisième ensemble mais, comme nous le verrons plus loin, avec des caractéristiques géochimiques spécifiques.

Les paragenèses primaires des roches basiques ayant été modifiées par une très forte altération hydrothermale, nous avons choisi d'utiliser le découpage géochimique pour présenter les données pétrographiques

À noter que la nature des filons qui constituent chacun de ces ensembles ne paraît liée, ni à un domaine géographique, ni à une direction particulière.

• **La série tholéitique intraplaque continentale**

Elle n'est représentée que par trois dykes. Un microgabbro (F285) et deux microdiorites (F330-188) (fig. 32) ; des roches ayant des compositions normatives de basaltes saturés à olivine et deux pyroxènes.

**Les textures** sont typiquement intersertales avec des passées sub-ophitiques et un caractère porphyrique plus ou moins marqué par la présence de phénocristaux où micro-phénocristaux de plagioclases (2 à 7 mm de long).

Les parties sub-ophitiques se signalent par la présence de clinopyroxène en poëlicristaux englobant des lattes de plagioclase de taille variée. Ces zones constituent en fait des agglomérats de cristaux de haute température ayant cristallisé à grande profondeur : clinopyroxène, olivine possible, labrador, amphibole brune, opaques. Ces agglomérats sont entourés par des zones à texture franchement intersertale, sans orientations privilégiées, dans lesquelles les lattes de plagioclases, parfaitement automorphes, baignent dans un verre qui actuellement, a entièrement recristallisé sous la forme de minéraux de basse température (principalement de la chlorite). Localement, les interstices entre les lattes sont comblés par des minéraux de haute température, qui prennent leurs formes propres au contact du verre.

La texture de ces trois roches se caractérise aussi par la présence de nombreuses vacuoles. Ces dernières se manifestent par des plages de forme circulaire, constituées pour l'essentiel de calcite accompagnée de chlorite et selon les cas, de pistachite, opaque, quartz, talc et de fibres brunâtres indéterminées.

Une texture donc vacuolaire qui indique la présence de fluides.

**Les phénocristaux** sont représentés par des cristaux automorphes de plagioclase qui, par leur taille, tranchent sur le fond de la roche. Ils sont très séricitisés avec dans certains cas, formation de mouchetures de mica blanc, d'épidote, de calcite et souvent de chlorite. Dans quelques cristaux, épargnés par l'altération hydrothermale, on observe des cœurs très peu maclés dans lesquels les figures de zonage sont peu marquées, voire absentes. La zonation est par contre très nette sur l'extrême bordure des cristaux. Quelques mesures de basicité donnent des compositions de labrador pour le cœur et d'andésine pour les bordures.

**La mésostase** est constituée par une première paragenèse de haute température : opaques, olivine, plagioclase, clinopyroxène, amphibole brune, suivie par une deuxième paragenèse de basse température sub-solidus : chlorite, trémolite, calcite, talc, microcline, albite ± quartz.

*Les lattes de plagioclase*, bien automorphes, constituent la charpente de la texture. Localement elles peuvent être disposées de façon sub-parallèle, mais dans le cas général, elles ne montrent pas d'organisation particulière ; elles sont soit jointives, soit relativement espacées. À l'origine, les interstices entre les lattes étaient occupés, soit par des minéraux de haute température, soit par la phase vitreuse. Tout comme les phénocristaux, le plagioclase de la mésostase a subi l'altération hydrothermale et se trouve être complètement déstabilisé avec formation de séricite, mica blanc, chlorite, voire dans certain cas épidote et calcite. Ils peuvent être à l'extrême, complètement albitisés, montrant des zones parfaitement limpides. Quelques individus, épargnés par l'hydrolyse, montrent une zonation normale avec des compositions dans l'intervalle labrador-andésine-oligoclase.

*Le clinopyroxène* peut être de grande taille ; il se présente alors sous la forme de pœcilocristaux, englobant des lattes de plagioclases de petite dimension mais aussi des opaques et des globules d'olivine totalement pseudomorphosés en actinote. Il peut être aussi sub-automorphe à automorphe, se présentant en cristaux relativement allongés, parallèles dans ce cas aux lattes plagioclasiques ; ou encore sans formes propres, comblant les interstices entre les plagioclases. Il s'agit très probablement d'une augite fortement titanifère, étant donné sa couleur brun rosé soutenue. La mâcle en sablier et une légère zonation sont souvent visibles. Sa cristallisation paraît postérieure à celle des opaques et des plagioclases.

*De l'amphibole brune*, de couleur « marron » (avec une dominante rouge) est présente en faible quantité. Il faut signaler enfin la présence d'une amphibole de couleur brun-vert, visible sous forme de rares cristaux automorphes dans les plages chloriteuses ou encore en bordure des clinopyroxènes.

C'est dans le fond chloriteux, qu'il est possible de détecter la présence d'anciens minéraux ferromagnésiens, très probablement de l'olivine, totalement déstabilisées et pseudomorphosées en aiguilles d'amphibole actinolitique.

*Les minéraux opaques* sont très abondants. Il s'agit pour l'essentiel d'ilménite avec des habitus en longues lamelles plus ou moins festonnées, des cristaux aux formes squelettiques avec des lacunes, ou encore en forme de corolles. Ils montrent une transformation en leucoxène, sphère souvent poussée. Des cristaux opaques à section carrée (magnétite ? sulfure ?) sont présents mais de façon très subordonnée.

*Le verre* a recristallisé, principalement sous la forme de minéraux choriteux. Il s'agit de chlorites présentant un pléochroïsme vert à vert très clair, presque incolore, avec une biréfringence anormale dans les gris bleu. Ces chlorites qui comblent les vides laissés libres entre les minéraux de haute température sont accompagnées par d'autres minéraux de basse température : calcite, épidote, aiguilles d'actinote, parfois un peu de quartz interstitiel et peut-être albite, microcline.

*Les minéraux accessoires* sont représentés par de très nombreux cristaux d'apatite sous la forme de longues et fines aiguilles avec parfois un canal central, (ce qui dénote une cristallisation rapide), mais aussi en cristaux plus courts et plus trapus de cristallisation plus précoce. L'observation de quelques auréoles pléochroïques dans les plages chloriteuses signale la présence de microscopiques minéraux radioactifs que nous n'avons pas pu déterminer.

#### • **La suite des basaltes et andésites transitionnels**

Les 14 dykes de cette suite sont présents dans pratiquement tous les secteurs de la carte. Leur orientation est majoritairement N-N30 mais on en observe aussi N60-70.

Sur le plan pétrographique, on peut distinguer deux groupes de roches (fig. 32) :

- un premier groupe de composition gabbro-dioritique ;
- un deuxième groupe dont la composition évolue depuis un pôle quartzodioritique jusqu'à des monzodioritiques ± quartziques.

#### **1 - Le premier groupe gabbro-dioritique : (7 éch.)**

Pour les échantillons de ce groupe, le calcul de la norme donne une composition de basaltes saturés (F309-86-204-213-165-142) et d'une andésite saturée (F172) à olivine normative.

La texture est de type sub-ophitique, avec localement des zones à texture intersertale (comme dans les basaltes tholéïtiques intraplaque précédents). C'est le clinopyroxène qui représente la phase pœciloclastique ; ce dernier peut être remplacé par une amphibole vert clair criblée de minéraux opaques.

Le caractère porphyrique de ces roches est assez peu affirmé ; il est marqué par la présence de phénocristaux ou de micro-phénocristaux de plagioclase ainsi que d'olivine. Les phénocristaux de plagioclase atteignent rarement 5 à 7 mm dans leur plus grande dimension ; les globules d'olivine n'excèdent pas 2 mm et sont peu abondants.

Nous n'avons jamais observé de textures vacuolaires dans les différents échantillons étudiés, contrairement aux trois échantillons de basaltes tholéitiques intraplaque.

Les phénocristaux de *plagioclase* présentent les mêmes caractères que ceux des basaltes précédents. Ils s'en différencient toutefois par la présence constante de nombreuses inclusions (certaines pouvant présenter un habitus automorphe) d'opaques, olivine, clinopyroxène, amphibole brune. De plus ces phénocristaux, automorphes dans l'ensemble, montrent dans le détail des bordures à tendance pœcilitique avec des digitations qui s'insinuent entre les minéraux de haute température, entre autres les petits globules d'olivine de la mésostase.

Les phénocristaux d'*olivine* se présentent en gros cristaux globuleux qui, par leur forme parfois nettement circulaire et leur couleur verte, saupoudrée d'une poussière brune très caractéristique, tranchent sur le fond à grain fin de la mésostase. Dans un certain nombre de cas, les bordures de ces globules sont soulignées par de petites lattes de plagioclase, disposées de façon tangente aux globules, soulignant ainsi leur caractère précoce. Nous n'avons jamais observé de cristaux frais d'olivine, mais toujours leur pseudomorphose en un feutrage de minuscules cristaux d'amphibole vert claire (actinote), associés suivant les cas à de la serpentine, de la chlorite, du talc.

La mésostase comporte deux paragenèses.

Une première paragenèse de haute température : olivine-opaques-plagioclase-clinopyroxène-amphibole brune. Une deuxième paragenèse de basse température, sub-solidus, chlorite-actinote-albite-épidote-calcite-séricite  $\pm$  talc-quartz, traduisant la recristallisation de la phase vitreuse d'une part et la déstabilisation des minéraux de haute température d'autre part : ouralitisaiton des ferromagnésiens, séricitisation, alcalinisation des plagioclases.

L'*olivine* est beaucoup plus abondante que dans les tholéites intraplaque. Incluse dans les plagioclases et le clinopyroxène, elle se détecte surtout par son habitus en petites plages souvent parfaitement circulaires. Elle est totalement pseudomorphosée en fines aiguilles entrelacées d'actinote + serpentine + de fins granules d'opaques + granules indéterminés (épidote ?).

Les *plagioclases*, les *opaques*, le *clinopyroxène*, l'*amphibole brune* ont les mêmes caractères que dans les basaltes intraplaque. Dans les échantillons de ce groupe, des différences de teneurs en clinopyroxène, amphibole brune, amphibole vert clair sont extrêmement marquées ; ce qui traduit un processus d'ouralitisaiton plus ou moins avancé selon les échantillons examinés.

Dans ces basaltes, l'*ex-phase vitreuse* est difficile à mettre en évidence. Il semble qu'elle ait été moins abondante que dans les basaltes tholéïtiques intraplaque précédents.

Elle a recristallisé sous forme de chlorite, souvent mélangée à des *aiguilles d'actinote* ; il est alors difficile de faire la part entre ce qui appartient à l'*ex-phase vitreuse* ou à d'éventuels fantômes de minéraux ferromagnésiens (olivine). Toutefois, certaines plages chloriteuses remplissant des interstices entre des lattes de plagioclase aux terminaisons bien automorphes, peuvent être raisonnablement interprétées comme le produit de recristallisation de l'ancien verre. Selon les échantillons, il s'agit d'une chlorite pléochroïque dont les couleurs de biréfringence peuvent varier depuis des teintes anormales bleu-gris sombre à des teintes beige rosé assombri.

À noter que dans ces plages chloriteuses ou dans leur voisinage immédiat, on peut observer, de manière assez fréquente, l'existence d'un autre type de minéral chloriteux, qui se distingue bien des chlorites précédentes par le fait qu'il s'agit toujours de cristaux de plus grande taille et surtout du fait que ces cristaux peuvent présenter une couleur de pléochroïsme légèrement différente, une biréfringence toujours dans les teintes violacées, la trace très nette d'un système de plans de clivage souligné par la présence assez fréquente de granules de minéraux opaques. On pense bien sûr à des biotites entièrement chloritisées.

La présence de minéraux tardifs, de basse température provenant surtout de la déstabilisation des plagioclases par un processus hydrothermal doit être signalée. Il s'agit d'albite, séricite, voire de lamelles de plus grande dimension de mica blanc, d'épidote, calcite, talc, quartz.

Tout comme dans les basaltes tholéïtiques intraplaque, les minéraux accessoires sont représentés :

- par de très nombreux cristaux d'apatite que l'on peut observer en inclusions dans tous les minéraux présents ;
- par des minéraux radioactifs de toute petite taille, impossible à déterminer, dont la présence est seulement signalée par des auréoles pléochroïques au sein de plages chloriteuses claires.

## **2 - Le deuxième groupe de composition quartzodioritique à monzodioritique ± quartzique**

Il s'agit d'un groupe de sept échantillons qui diffèrent des précédents par leur composition de basalte légèrement sursaturé (F273) ou d'andésites sursaturées à olivine normative (F345-219-289-325-226-326). Ce groupe est relativement hétérogène. Difficile à décrire car on observe de grandes disparités, tant du point de vue des textures que de celui de la minéralogie.

L'échantillon 219 se situe dans la lignée du groupe précédent de par sa texture intersertale, son caractère porphyrique (phénocristaux de plagioclase + très beaux fantômes d'olivine). Ces derniers ont leurs bordures soulignées par de petits cristaux de clinopyroxène.

Sur le plan minéralogique, il est proche du groupe précédent par les opaques, l'abondance de l'olivine et du clinopyroxène dans la mésostase (ce dernier moins coloré que précédemment et beaucoup moins ouralitisé). Il s'en distingue par des plagioclases qui paraissent mieux zonés ; l'amphibole brune y est absente ; le quartz et le feldspath potassique interstitiels font leur apparition.

Dans les autres échantillons, la texture est de type à grain fin ; le caractère porphyrique est peu marqué ou absent. Les lattes de plagioclase automorphes et fortement séricitisées forment encore la charpente de la texture. Les minéraux ferromagnésiens sont représentés par des opaques (principalement de l'*ilménite* entourée de *leucoxène* et *sphène*), de l'*amphibole brun-vert* et surtout de la *biotite*. L'*olivine* et le *clinopyroxène* se font très rares ou disparaissent totalement. *Quartz* et *microcline* sont très présents dans les termes les plus évolués.

Comme dans les groupes précédents, l'apatite est très présente en fines aiguilles. S'y ajoutent les minéraux de basse température : chlorite, actinote, épidote...

À noter l'apparition d'une texture vacuolaire. Les vacuoles étant comblées par des minéraux de basse température : quartz + calcite + épidote ± microcline-actinote-oligiste-chlorite-talc.

#### • **La microdiorite à olivine de Gallinavarja ( $\mu\eta$ ) (fig. 32)**

Les données géochimiques obtenues par l'analyse de l'échantillon n° F914 donnent une composition de basalte saturé à olivine normative à affinité tholéïtique.

À l'observation macroscopique, les roches de Gallinavarja se présentent comme un matériau à texture microgrenue porphyrique due à la présence de *phénocristaux de plagioclase*, dont la taille variable peut atteindre plus de 15 mm de long. Sur la patine de couleur brun rougeâtre, on distingue très nettement l'abondance des lattes de feldspath blanchâtre souvent organisées selon une fabrique plano-linéaire nette. Elles tranchent sur un liant sombre où l'on subodore des sphérules d'olivine et des baguettes de minéraux ferromagnésiens. Au contact de la granodiorite de Mola, en bordure du stock, le grain devient très fin ; dans un fond quasi-aphanitique, on note la présence de petits phénocristaux de feldspath plurimillimétriques et de quelques ferromagnésiens. À noter aussi la présence de minéraux métalliques (pyrite).

L'analyse microscopique confirme les observations à l'œil nu. La texture est de type intersertal, passant à des zones sub-ophitiques avec un caractère porphyrique plus ou moins marqué, ce qui est dû à la présence de phénocristaux ou micro-phénocristaux de *plagioclase (labrador-andésine)* et d'*olivine*.

La mésostase est constituée par une paragenèse de haute température avec, selon l'ordre de cristallisation apparent : *ilménite-olivine-plagioclase-clinopyroxène-amphibole brune*. Peuvent s'y ajouter de l'amphibole brun-vert et de la biotite. Cette roche se caractérise par une très grande richesse en minéraux opaques et en apatite. Le *clinopyroxène* présente un léger pléochroïsme dans les tons brun rosé ; il montre selon les sections la macle en sablier. Il s'agit très probablement d'une *augite titanifère* dont la cristallisation paraît postérieure à celle du plagioclase, de l'olivine et des grains d'ilménite.

De l'*amphibole brun-rouge* est toujours présente. Elle se forme, en grande partie, aux dépens du clinopyroxène auquel elle est étroitement associée. Ce dernier n'existe souvent qu'à l'état de relique au cœur de l'amphibole brun-rouge, qui elle-même peut montrer une transformation en amphibole brun-vert. Des cristaux subautomorphes de *biotite* sont parfois présents.

Les matériaux de Gallinavarja portent la trace d'une forte altération de type hydrothermal qui se manifeste par la déstabilisation des principales espèces minérales :

- séricitisation des plagioclases et leur albitisation partielle ;
- pseudomorphose totale de l'olivine en un assemblage d'aiguilles d'amphibole claire de la suite trémolite-actinote, de chlorite et de calcite, fins grains de minéraux opaques ;
- ouralitisation poussée de l'augite titanifère et des amphiboles brun-rouge, partiellement ou totalement remplacées par des amphiboles vertes puis des amphiboles claires ;
- chloritisation des biotites...

La parenté pétrographique et texturale de cette roche avec celles de la série transitionnelle est à noter. Ce qui est confirmé par l'analyse des données géochimiques.

#### • **Les basaltes et andésites d'affinité calco-alkaline**

Les douze filons identifiés sur le plan géochimique (fig. 32) sont présents sur toute la feuille Sotta – Bonifacio et selon les trois grandes directions reconnues, à savoir : N30, N70, N140.

Le calcul de la norme permet de distinguer deux groupes :

– un 1<sup>er</sup> groupe (6 éch.) ayant une composition de basaltes saturés à olivine et deux pyroxènes. Il s'agit de trois échantillons de microgabbro (F246-256-217) ; un échantillon de micromonzogabbro (F244) et deux échantillons de microdiorite [F295-228(2)].

– un 2<sup>ème</sup> groupe (6 éch.) ayant une composition de basalte (le microgabbro F283) et d'andésites sursaturées métalumineuses. Il s'agit pour ces dernières de cinq échantillons parmi lesquels on distingue : un microgabbro (F205), un microgabbro quartzique (F297), un microdiorite quartzique (F280 2), deux micromonzodiorites quartziques (F143-43).

### 1 - Le premier groupe

Les textures y sont très variées. On y observe en effet : *des textures intersertales* (F295) pouvant présenter un caractère fluidal marqué (F244), mais aussi des textures intersertales à tendance sub-ophitique (F246- 256). Enfin des textures microgrenues (F217-228).

Ces textures ont toutes en commun un *caractère porphyrique* marqué par la présence constante de phénocristaux ou micro-phénocristaux de plagioclase et de fantômes de minéraux ferromagnésiens (olivine probable).

Enfin, il est fréquent d'y observer *des ocelles de quartz* blindées par du clinopyroxène (F295) ou de l'amphibole (F244). Il n'a jamais été observé *de textures vacuolaires* dans ce groupe.

*Les phénocristaux de plagioclases* : il s'agit de très beaux cristaux de taille généralement plurimillimétrique, d'habitus automorphe à sub-automorphe. Ils se présentent sous la forme de lattes allongées ou de forme plus trapue, maclés albite-Carlsbad et montrant un zonage oscillatoire net. Ce dernier est souligné par le phénomène de séricitisation qui affecte plus particulièrement le cœur des cristaux et certaines zones. Leur composition est du type *labrador-oligoclase*. Certains de ces plagioclases montrent un aspect criblé. Ils contiennent une grande quantité d'inclusions d'amphibole vert clair, elle-même criblée d'opaques (ex-cpx) ? (indices de mingling ?).

Les autres phénocristaux sont représentés par *des fantômes de ferromagnésien* : (olivine ?). Il s'agit de plages aux formes plus ou moins bien définies. Elles sont souvent circulaires et limitées par des minéraux opaques ou des petites lattes de plagioclase. Elles sont constituées généralement par un feutrage d'aiguilles d'amphibole à pléochroïsme vert ± soutenu à vert-jaune pâle + de l'épidote. On y observe aussi parfois des minéraux type : chlorite, antigorite, peut-être talc.

Pour ce qui concerne la mésostase :

*Les plagioclases* se présentent sous la forme de petites lattes bien automorphes, constituant la charpente de la texture. Dans le cas général, ces lattes ne montrent pas d'organisation particulière ; elles ne sont pas jointives et sont englobées dans des cristaux d'amphibole pœcilitiques faisant ainsi apparaître une texture sub-ophitique. Elles peuvent, toutefois, être disposées de façon subparallèle, pouvant donner localement une texture de type trachytique. Ces lattes, très peu marquées par la séricitisation, sont fortement zonées ; une zonation progressive depuis un cœur de labrador jusqu'à une bordure d'oligoclase.

*L'olivine* apparaît, comme dans les séries précédentes, sous la forme de petits cristaux globuleux, dont les contours sont parfois soulignés par des minéraux opaques ; des globules de couleur vert clair, saupoudrés d'une fine poussière brune. Elle est toujours totalement pseudomorphosée en un feutrage de fines aiguilles d'actinote + des granules d'opaque.

*Les minéraux opaques* sont toujours présents de façon abondante. De par leur habitus, il s'agit principalement d'ilménite, plus ou moins fortement transformée en *leucoxène* et *sphène*.

*Le clinopyroxène* : il n'est bien représenté que dans F295 où il se présente sous la forme de cristaux à tendance automorphe, incolores en LPNA. Dans cet échantillon, le clinopyroxène n'est qu'assez peu ouralitisé en amphibole. Dans les autres échantillons, il n'apparaît que sous forme de reliques, parfois même assez rares, au cœur des amphiboles.

*Les amphiboles* : on peut en distinguer plusieurs types. L'amphibole la mieux représentée, d'un point de vue volumétrique, est *une amphibole pœcilitique*, qui englobe les microlites de plagioclase ; elle montre un pléochroïsme dans des teintes vert à vert-jaune-brun clair. Ce type d'amphibole a la particularité de contenir un très grand nombre de granules d'opaques qui, dans les sections allongées, se disposent parallèlement aux clivages. Elle prend ainsi un aspect criblé tout à fait remarquable. C'est dans ces amphiboles criblées que l'on observe à la fois des reliques de *clinopyroxène* incolore et d'*amphibole brunâtre*. Ces amphiboles criblées proviennent très certainement d'une ouralitisation extrêmement poussée de clinopyroxènes antérieurs.

Dans les interstices laissés libres par les minéraux précités, on peut détecter la présence d'un assemblage de minéraux cristallisant à basse température (ex-verre volcanique ?). Contrairement aux roches de la série transitionnelle précédente, la phase prédominante n'est pas ici la chlorite mais de l'actinote sous forme d'aiguilles microlitiques enchevêtrées.

La *chlorite* est assez peu représentée. Du *quartz interstitiel*, d'origine secondaire, est parfois présent, associé à des traces de *microcline* (F295).

Les *minéraux accessoires* sont représentés par de l'apatite, toujours présente, mais en quantité moindre par rapport à ce qui peut être observé dans les roches de la série transitionnelle. À noter aussi quelques *minéraux radioactifs*, non déterminables à l'observation microscopique, seulement détectés par leurs auréoles pléochroïques. Et bien sûr, des minéraux deutéritiques du type : calcite, épidote, séricite...

À noter le cas particulier de F244 où de petites lamelles de *biotite* brun clair, peu pléochroïques, sont présentes, en quantité assez importante, dans les interstices entre les lattes de plagioclase, associées à de l'actinote, d'où le caractère plus potassique de cet échantillon de monzogabbro.

## 2 - Le deuxième groupe

On peut y distinguer à l'analyse pétrographique deux sous-groupes :

- le sous-groupe des gabbros-diorites ± quartziques (F283-205-297-280) ;
- le sous-groupe des monzodiorites quartziques (F143-43).

*a - Le sous-groupe des gabbros-diorites ± quartziques :*

Les textures sont ici de type intersertal, avec un caractère légèrement porphyrique, marqué par la présence de microcristaux de plagioclase. L'olivine en phénocristaux a totalement disparu. Nous n'avons jamais observé de textures vacuolaires, par contre les ocelles de quartz sont quasiment toujours présentes.

Les *micro-phénocristaux de plagioclase* se présentent sous la forme de lattes de petite taille (3 à 4 mm) peu abondantes en volume, sauf dans F297 où a pu se produire un léger phénomène de cumulation. Quand elles ne sont pas fortement séricitisées, elles montrent de très belles macles albite-Carlsbad et un zonage progressif bien marqué.

Dans la mésostase, les *plagioclases* constituent la charpente de la texture. Ils se présentent en petites lattes automorphes, plutôt de forme trapue et presque toujours très fortement, voire totalement séricitisées. Quand ils sont épargnés par l'altération hydrothermale, ils montrent un zonage progressif très net.

Dans ce sous-groupe, *ilménite* et *olivine* sont encore présents dans la mésostase. L'olivine se détecte par la présence de petits globules, constitués d'aiguilles d'actinote associées à des granules d'épidote, globules dont la cristallisation paraît antérieure aux lattes de plagioclase.

Le *clinopyroxène* est lui aussi présent dans les quatre échantillons mais dans des proportions extrêmement variées ; ce qui s'explique par le processus

d'ouralitisaitisation plus ou moins poussé selon les échantillons examinés. Dans les deux gabbros, il est abondant (F283) à très abondant (F205), d'habitus automorphe à sub-automorphe, incolore et parfois regroupé en amas de plusieurs cristaux (4 à 6); le processus d'ouralitisaitisation y est discret. Le clinopyroxène se transforme en amphibole brun-vert et en amphibole claire uniquement sur ses bordures. Dans F297, il est encore bien présent mais uniquement sous la forme de reliques au cœur des amphiboles qui sont beaucoup plus abondantes que précédemment. Enfin dans F280, le clinopyroxène n'est plus visible qu'à l'état de traces au cœur d'amphibole de type criblé. Ces dernières, étant ici, la phase ferromagnésienne prédominante, contrairement à ce que l'on observe dans les deux gabbros précédents où c'est le clinopyroxène qui y est prépondérant.

Comme dans le groupe précédent, on distingue :

- un premier type d'*amphibole* dont le pléochroïsme se situe dans les tons brun-vert à vert-jaune clair. Cette amphibole contient fréquemment des clinopyroxènes en son cœur et il n'est pas rare de voir la succession : clinopyroxène-amphibole brun-vert – amphibole claire. À noter toutefois que ces amphiboles peuvent être d'aspect automorphe, sans lien apparent avec le clinopyroxène. Dans l'échantillon F297, on peut observer ce type d'amphibole sous forme de longues aiguilles automorphes, maclées et parfois montrant un zonage avec un cœur brunâtre et une bordure verte (hornblende primaire) ?
- un deuxième type d'amphibole : il s'agit cette fois-ci d'*amphibole verte* criblée par des granules de minéraux opaques et qui contiennent très fréquemment en leur sein des reliques de clinopyroxène. Les couleurs de pléochroïsme se situent dans les tons vert à vert-jaune clair.

Comme dans le groupe précédent, la cristallisation se termine par des minéraux de basse température qui prennent place dans les interstices laissés libres par les minéraux de plus haute température. Il s'agit principalement de *minéraux chloriteux* (avec des biréfringences anormales gris-bleu ou violacées) parfois mêlés à de fines aiguilles d'actinote. Du *quartz interstitiel*, d'origine secondaire, peut être aussi observé. Rare dans les échantillons F283-280, il est très présent dans les échantillons F297 et 205. Ces deux échantillons se caractérisent par un important phénomène d'hydrolyse qui se marque par une forte déstabilisation des plagioclases et une formation importante de séricite et pistachite.

En ce qui concerne les minéraux accessoires, il faut citer l'*apatite*. Nous n'avons pas observé de minéraux radioactifs.

#### *b - Le sous-groupe des monzodiorites quartziques F143-43*

Il s'agit de roches à grain beaucoup plus fin que précédemment. Les textures y sont de type *microgrenu intersertal avec un caractère légèrement porphyrique*

*et fluidal*. Les ocelles de quartz y sont encore présents. Une amphibole primaire, de couleur brun-vert (hornblende), déjà observée dans le groupe précédent, est ici très abondante : même habitus en longues aiguilles automorphes, même zonage avec un cœur brunâtre et une bordure plus verte.

Ces monzodiorites quartziques se distinguent nettement des roches précédentes par un caractère plus différencié qui se marque par :

- la disparition des olivines, du clinopyroxène et des amphiboles criblées ;
- la présence marquée d'une amphibole verte primaire ainsi qu'une plus grande abondance de quartz interstitiel. L'apparition de feldspath potassique interstitiel est peut être à mettre en relation avec l'importance de la phase hydrothermale qui affecte ces roches.

En effet, les *microlitiques plagioclasiques* de la mésostase comme les *micro-phénocristaux* (ici peu abondants) sont extrêmement hydrothermalisés. La saussuritisation masque les macles et leur zonage éventuel. Les *opaques*, probablement en grande partie de l'ilménite, sont transformés en *leucoxène*. Le caractère fortement hydrothermalisé de ces échantillons se marque aussi par l'abondance de la *pistachite*.

Les interstices entre les lattes de plagioclase et les cristaux d'amphibole sont occupés par : de la *chlorite*, des aiguilles d'*actinote*, du *quartz* et du *feldspath potassique*.

Comme précédemment, les minéraux accessoires sont : l'*apatite* et des *microcristaux radioactifs*.

### **Le pôle basique : les données géochimiques**

**Nota** : l'étude des roches filoniennes présente des difficultés par rapport aux études habituelles où l'on est guidé par les variations de faciès observées sur le terrain. Dans la très grande majorité des cas, on ne dispose que d'un seul échantillon par filon. Le regroupement des roches filoniennes en « suites magmatiques » est donc une construction intellectuelle qui repose, du point de vue chimique, sur des comparaisons d'échantillon à échantillon, sur des études statistiques et sur une bonne part d'intuition. Les résultats pétrographiques constituent un bon guide dans le cas des filons acides (de couleur claire), mais ils sont de moindre intérêt dans le cas des filons basiques (de couleur sombre) dont les paragenèses primaires sont obscurcies par l'altération hydrothermale.

#### **• Caractères géochimiques généraux**

Les roches filoniennes sombres présentent les caractéristiques générales suivantes :

- elles sont de composition basique à intermédiaire, avec des concentrations brutes en silice comprises entre 43,65 et 60,04 % ;
- les plus basiques sont saturées, à olivine, hypersthène et diopside normatifs, et les autres sont légèrement sursaturées avec quartz, hypersthène et diopside normatifs ;
- l'omniprésence de diopside normatif indique qu'elles sont toutes métalumineuses ;
- d'après le diagramme d'éléments immobiles Zr/Ti versus Nb/Y (Winchester et Floyd, 1977 ; Pearce, 1996), elles ont des compositions de basaltes ou d'andésites subalcalins (fig. 33).

Ces roches ont été hydratées à des degrés divers lors de l'épisode hydrothermal qui accompagne leur refroidissement. Leur perte au feu est comprise entre 1,11 et 4,21 % et les diagrammes comportant des éléments alcalins ou alcalino-terreux montrent des dispersions témoignant d'une certaine mobilité de ces éléments. Les éléments présumés immobiles ont donc été privilégiés pour étayer les interprétations géochimiques. Les diagrammes de discrimination comportant  $K_2O$ ,  $Na_2O$  ou  $CaO$ , ou des combinaisons de ces oxydes, et les diagrammes comportant Ba ou Sr, ne sont ni présentés, ni utilisés dans l'étude des filons sombres à cause de cette mobilité.

Quatre associations magmatiques principales ont été identifiées sur la base des compositions chimiques :

- 1 - une suite de tholéïtes intraplaque continentales ;
- 2 - une suite de basaltes et andésites transitionnels, intermédiaires entre des basaltes intraplaque continentaux et des basaltes d'arcs volcaniques (TB) ;
- 3 - deux suites de basaltes d'arcs volcaniques (VAB), calco-alcalins ;
- 4 - une microdiorite à olivine du stock de Gallinarja, intermédiaire entre les basaltes intraplaque continentaux et des VAB, mais ayant des caractéristiques géochimiques spécifiques.

#### • **Les tholéïtes intraplaque continentales**

Parmi les filons analysés, seuls 3 appartiennent à cette série magmatique (188, 285 et 330).

Les trois filons ont des compositions de basaltes (fig. 33) saturés à olivine. La concentration brute en silice est comprise entre 43,65 et 47,06 % et la somme  $CaO + MgO$  est supérieure à 12 et inférieure à 20 %, valeurs typiques des basaltes. Le rapport  $Mg/(Fe + Mg)$ , de l'ordre de 0,50 indique une certaine richesse en fer compte-tenu de la concentration en silice. Les concentrations en  $K_2O$ , comprises entre 0,79 et 1,42 % sont trop élevées, en relation avec l'hydratation subie par ces échantillons dont la perte au feu est comprise entre 3,52 et 4,21 %.

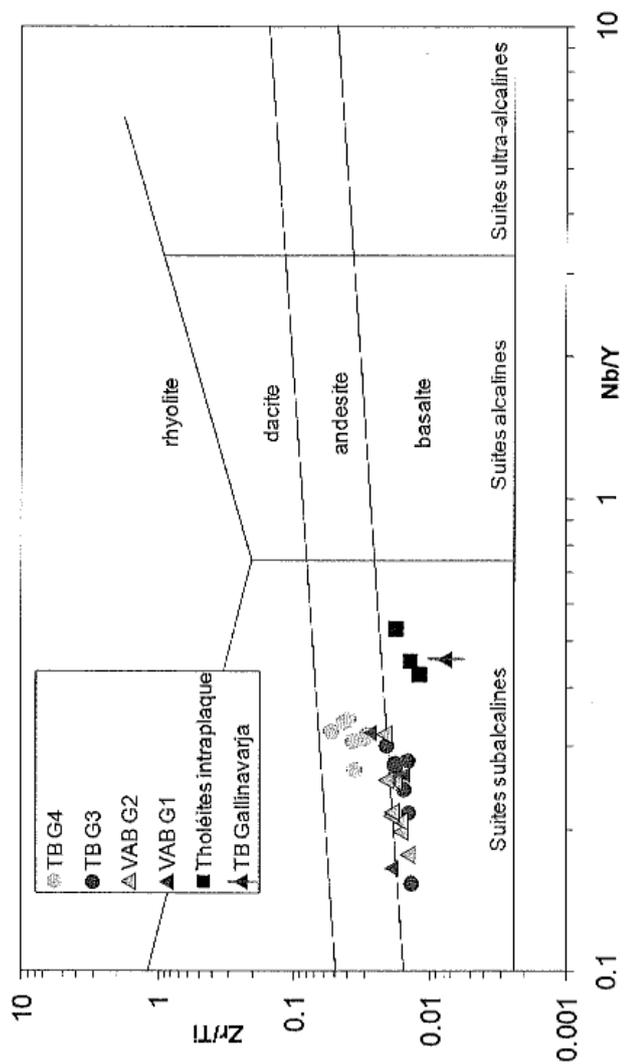


Fig. 33 - Diagramme Zr/Ti versus Nb/Y dans la version de J.-A. Pearce (1996)

Le caractère tholéïtique s'observe dans le diagramme de Jensen (1976) où les points représentatifs des trois échantillons se projettent dans le champ des tholéïtes riches en fer (fig. 34). La richesse relative en fer de ces échantillons s'observe aussi sur le diagramme cationique de F. Debon et P. Le Fort (1988) (fig. 35).

La somme des REE est relativement élevée, comprise entre 100 et 150 ppm. Les spectres sont régulièrement fractionnés, avec des fractionnements généraux faibles,  $(La/Yb)_N$  étant compris entre 3,5 et moins de 5. Les HREE sont faiblement inclinées, avec  $(Gd/Yb)_N$  compris entre 1,81 et 1,91. Les spectres ne présentent ni anomalies en Eu, ni d'autres traces de différenciation (fig. 36). En particulier, les faibles rapports  $(La/Yb)_N$  et  $(Gd/Yb)_N$  et les concentrations élevées en HREE excluent l'existence de grenat au résidu de fusion, suggérant une source mantellique à spinelle.

Les spectres multiélémentaires normés au MORB (fig. 37) sont typiques des tholéïtes intraplaque, avec un enrichissement en éléments incompatibles par rapport au MORB et l'absence d'anomalies négatives en Ta et Nb. Comme dans les spectres de REE, ces spectres ne montrent aucune anomalie négative significative de processus de différenciation. Ces échantillons correspondent à des liquides magmatiques relativement primitifs. La seule remarque concerne les concentrations en Cr, Ni et dans une certaine mesure Mg, qui traduisent la présence d'olivine avec des inclusions de spinelle chromifère dans l'extrait solide. L'échantillon 285 a été enrichi métasomatiquement en K et Rb. Les enrichissements en Pb sont liés, au moins en partie, à la présence de sulfures probablement cristallisés lors de l'altération hydrothermale. Les spectres de ces tholéïtes montrent des anomalies positives en phosphore, qui semblent être une caractéristique de la source et dont on discutera plus tard.

Le caractère intraplaque de ces tholéïtes est démontré par leurs projections dans de multiples diagrammes discriminants. Par exemple, ces tholéïtes ont des rapports Ti/Y élevés, ce qui les place dans le domaine intraplaque du diagramme de J.-A. Pearce et G.-H. Gale (1977) (fig. 38). Ils se projettent aussi dans le domaine intraplaque du diagramme de J.-A. Pearce et J.-R. Can (1973) (fig. 39). Enfin, dans le diagramme de D. Wood (1980) (fig. 40), les points représentatifs des tholéïtes se projettent dans le champ commun aux MORB et aux basaltes intraplaque.

Le caractère continental de ces tholéïtes est aussi aisément démontrable. Par exemple, les tholéïtes sont confinées dans le champ des basaltes continentaux mis en place dans des conditions tardi- à post-orogéniques, du diagramme de B. Cabanis et M. Lecolle (1989) (fig. 41). Avec des concentrations en  $TiO_2$  légèrement supérieures à 2 % et des rapports Y/Nb de l'ordre de 2 ce sont aussi des basaltes continentaux suivant les critères de P.-A. Floyd et J.-A. Winchester (1975).

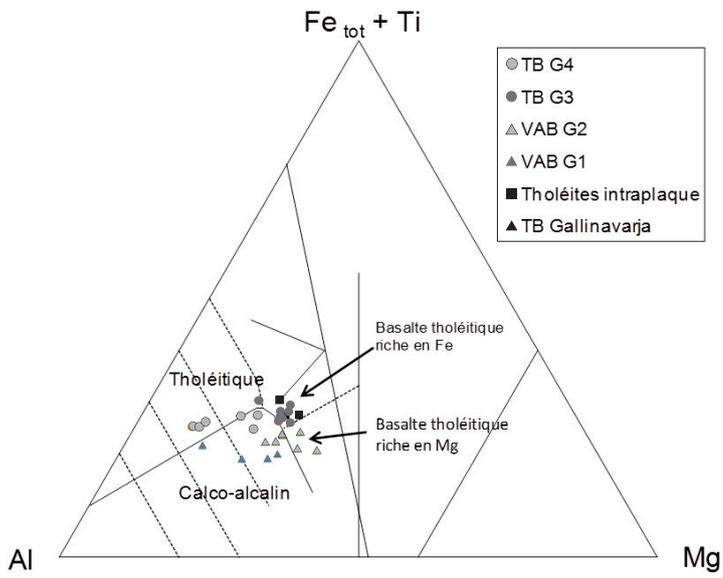


Fig. 34 - Diagramme de S. Jensen (1976)

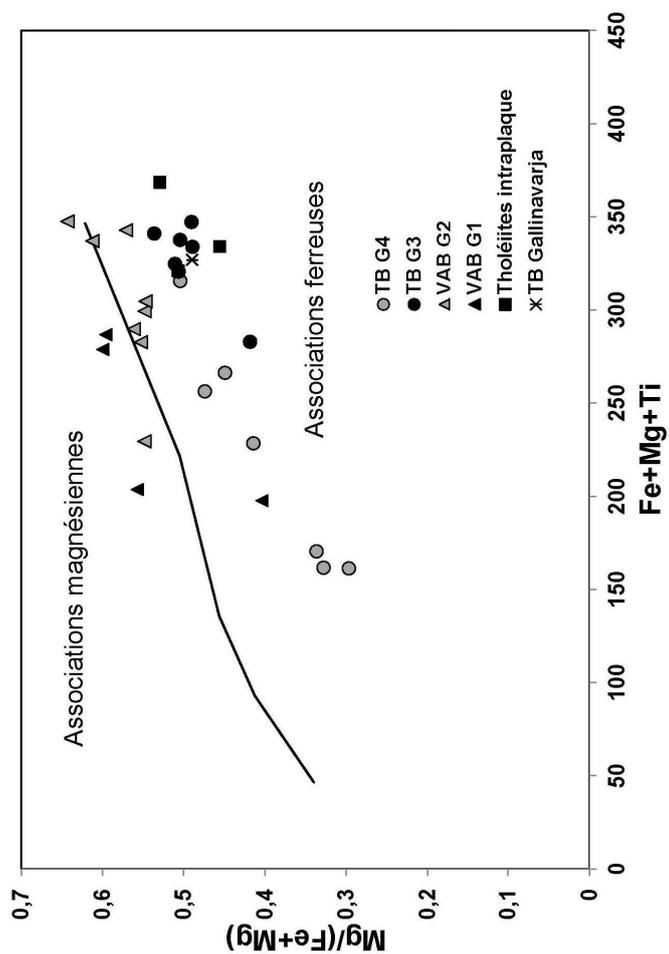


Fig. 35 - Diagramme cationique de D. Debon et P. Le Fort (1988), permettant de distinguer les associations magmatiques magnésiennes des associations ferreuses

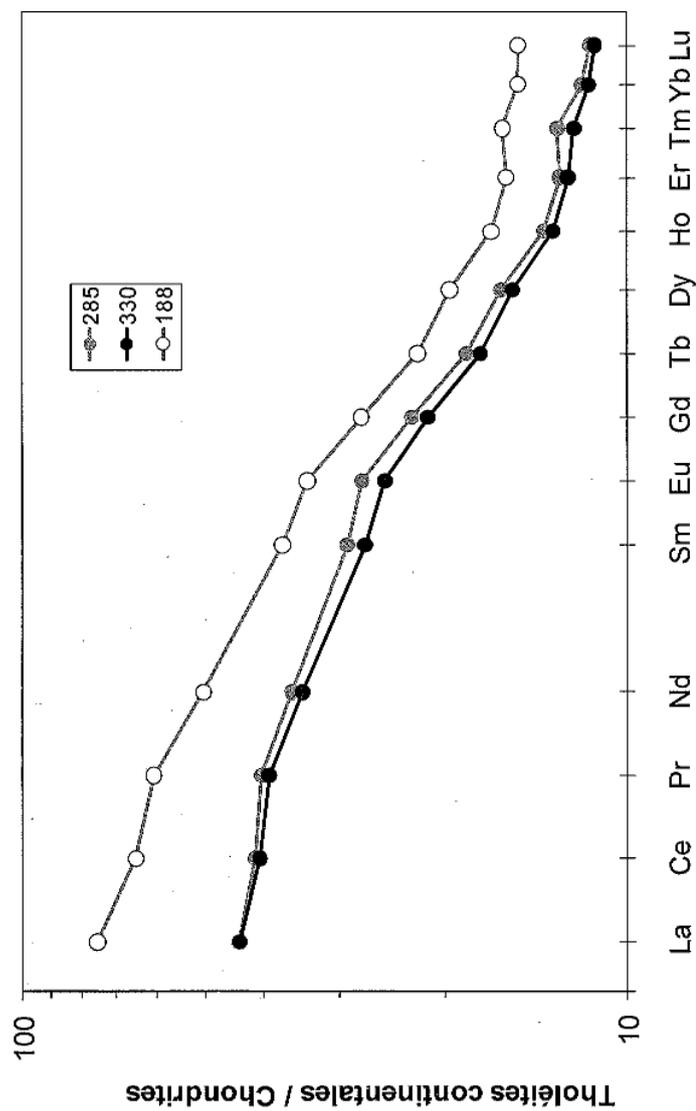


Fig. 36 - Spectres de Terres Rares normés aux chondrites des tholéïtes intraplaque continentales

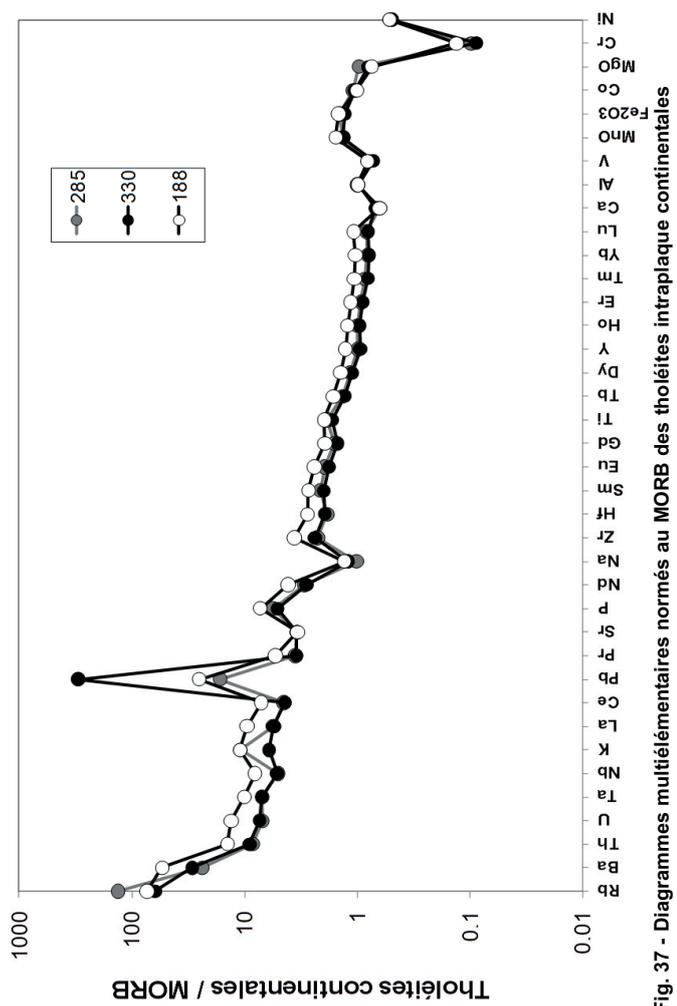


Fig. 37 - Diagrammes multiélémentaires normés au MORB des tholéites intraplaque continentales

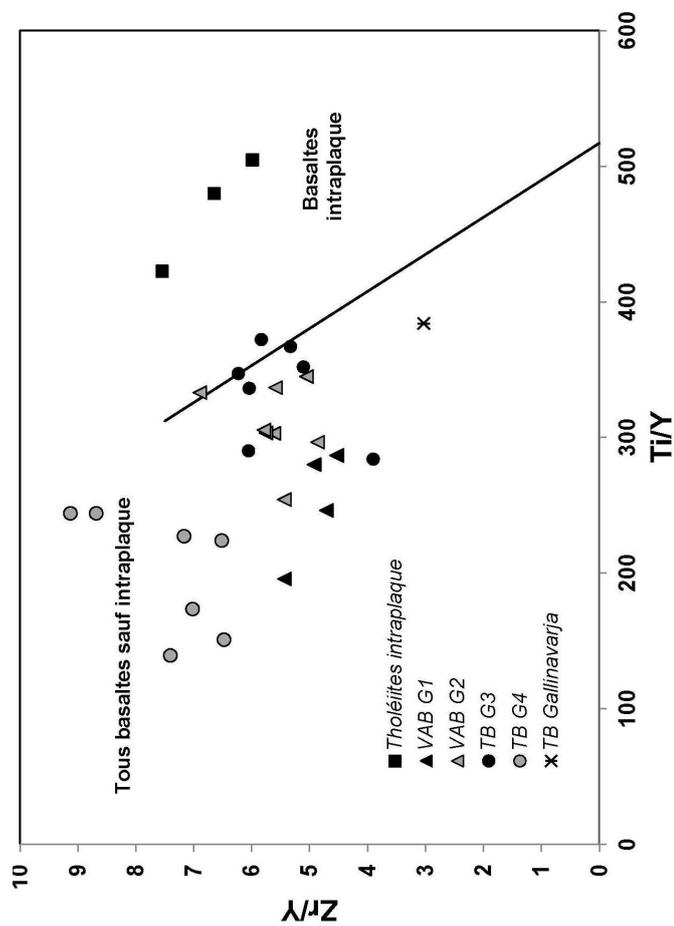


Fig. 38 - Diagramme discriminant de J.-A. Pearce et G.-H. Gale (1977), permettant de distinguer les basaltes intraplaque de tous les autres types de basaltes

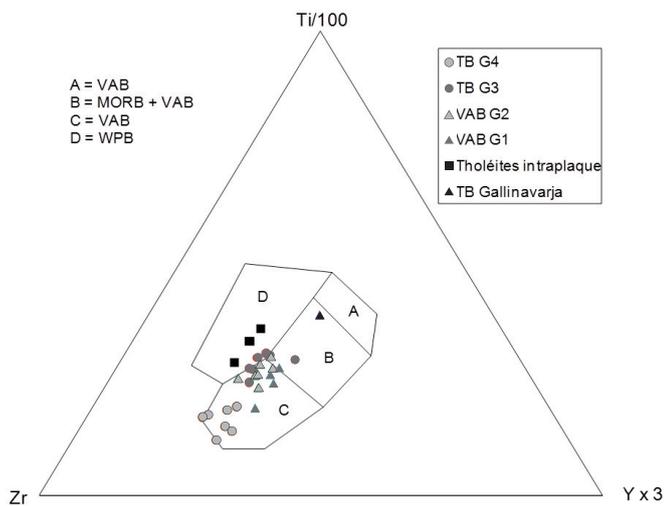


Fig. 39 - Diagramme de J.-A. Pearce et J.-R. Cann (1973), permettant de distinguer les basaltes d'arcs volcaniques (VAB), les basaltes des dorsales médio-océaniques (MORB) et les basaltes intraplaque (WPB)

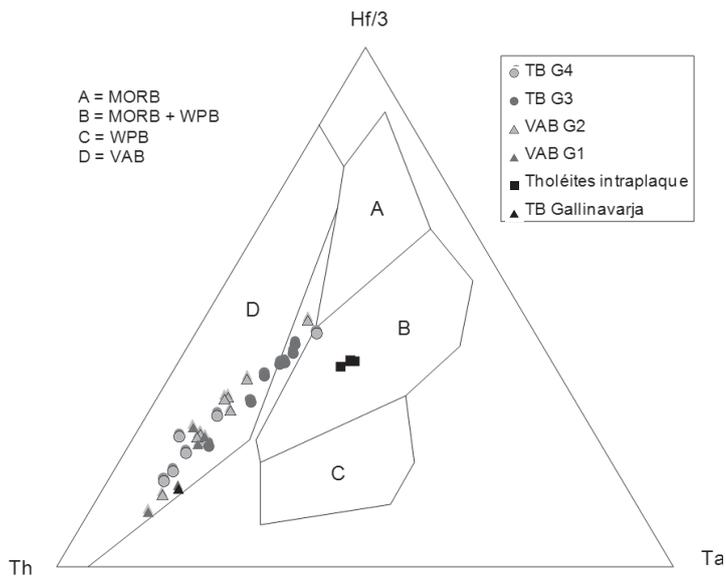


Fig. 40 - Diagramme discriminant de D.-A. Wood (1980)

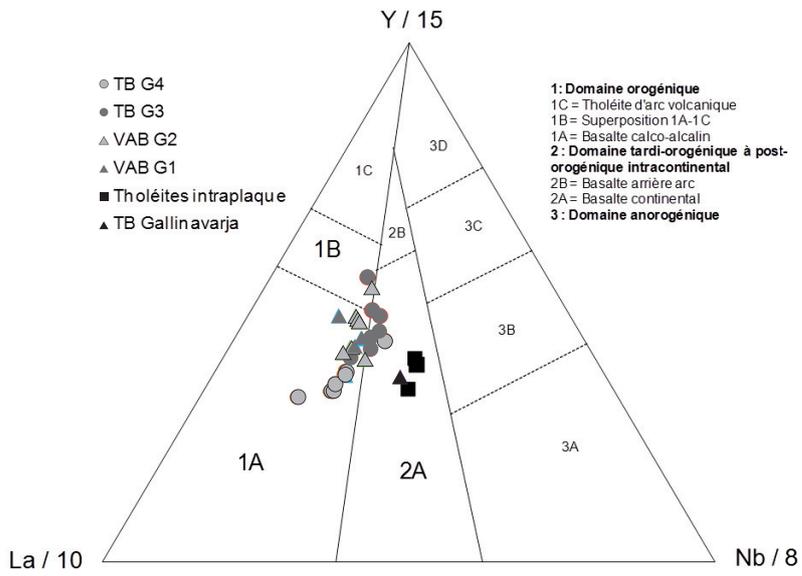


Fig. 41 - Diagramme discriminant de B. Cabanis et M. Lecolle (1989)

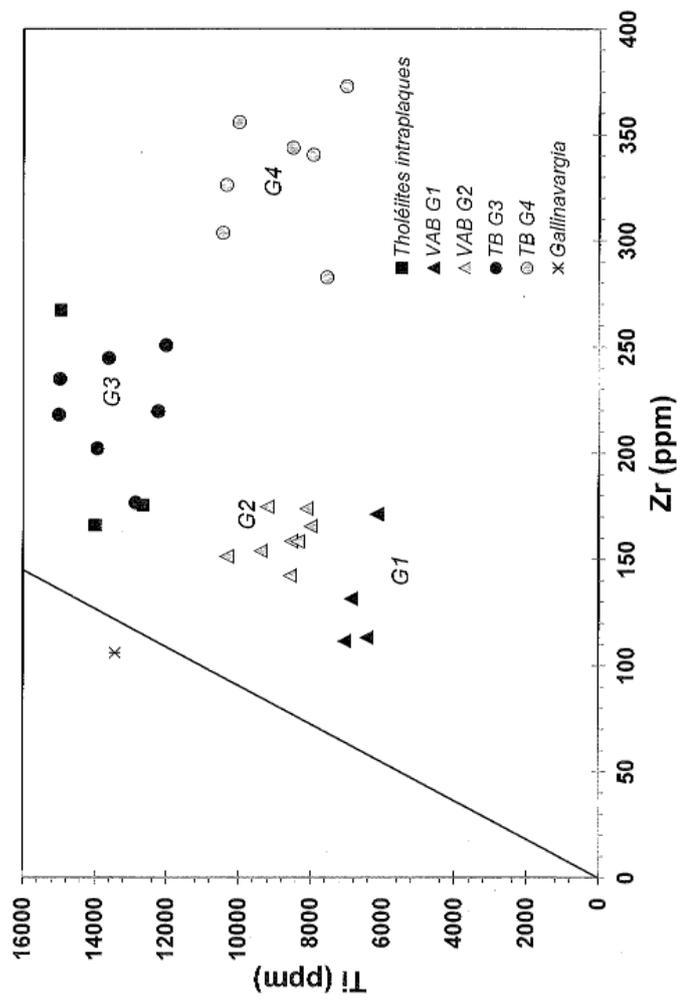


Fig. 42 - Diagramme Ti vs Zr montrant que les filons non tholéïtiques se divisent en quatre groupes géochimiquement différents, plus un échantillon isolé

En conclusion, les échantillons 188, 285 et 330 sont des tholéïtes intraplaque continentales, issues d'un manteau lithosphérique à spinelle non enrichi par des processus de subduction. Ce sont des liquides primaires peu différenciés. Leur mise en place est liée aux processus d'extension qui suivent la collision hercynienne.

#### • **Subdivisons des filons sombres non tholéïtiques**

Un simple diagramme Ti versus Zr permet de séparer les filons non tholéïtiques en quatre groupes et un échantillon isolé. Sur la figure 42, nous avons ajouté la droite du rapport Ti/Zr chondritique et les tholéïtes pour mémoire. Gallinavarja mis à part, tous les échantillons des quatre nuages, et même les tholéïtes, ont des rapports Ti/Zr inférieurs à 110 car tous les filons sont différenciés à des degrés divers. Au cours de la différenciation le Ti, élément compatible, baisse, alors que le Zr, élément incompatible, augmente, d'où l'allongement des nuages dans le sens NW-SE dans la figure 42. Les fortes différences de concentration en Ti des basaltes des groupes 1, 2 et 3 indiquent qu'ils ne peuvent pas être cogénétiques. En revanche, il existe une possibilité pour que G4 dérive de G3 par cristallisation fractionnée.

Si à Ti et Zr on ajoute le P et les REE, les quatre groupes présentent alors les caractéristiques suivantes :

G1 : basaltes et andésites pauvres en Ti, Zr, P et REE ;

G2 : basaltes et andésites riches en Ti, pauvres en Zr, P et REE. Les termes pauvres et riches sont relatifs au sein de l'ensemble des filons sombres ;

G3 : basaltes riches en Ti, Zr, P et REE ;

G4 : andésites riches en Ti et P et plus riches en Zr et REE que G3.

L'échantillon de Gallinavarja a un rapport Ti/Zr supérieur au rapport chondritique. C'est un basalte riche en Ti, P et REE, mais pauvre en Zr.

Nous verrons plus loin que G1 et G2 sont deux suites calco-alcalines du type de celles qui sont produites dans des contextes d'arcs ou de marges volcaniques, que G3 et G4 font partie d'une suite transitionnelle, intermédiaire, entre les basaltes d'arc et les basaltes intraplaque et que Gallinavarja appartient à une autre suite transitionnelle.

#### • **Les basaltes et andésites calco-alcalins VAB G1**

Ce groupe comprend un basalte saturé à olivine normative (217), deux basaltes sursaturés (205, 297) et une andésite sursaturée (43) (fig. 33).

Les roches se distribuent toutes dans le champ calco-alcalin du diagramme de Jensen (1976) (fig. 34). Dans le diagramme de F. Debon et P. Le Fort (1988) (fig. 35), les basaltes sont magnésiens et l'andésite ferreuse, mais cette andésite

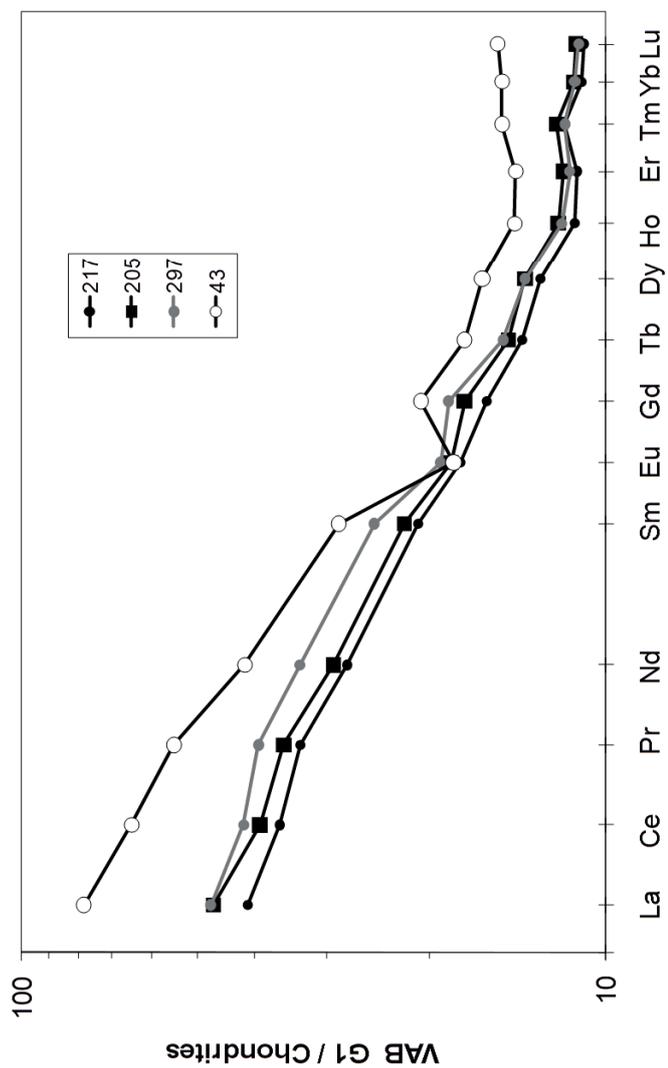


Fig. 43 - Spectres de Terres Rares normés aux chondrites des filons basaltiques et andésitiques du Groupe 1

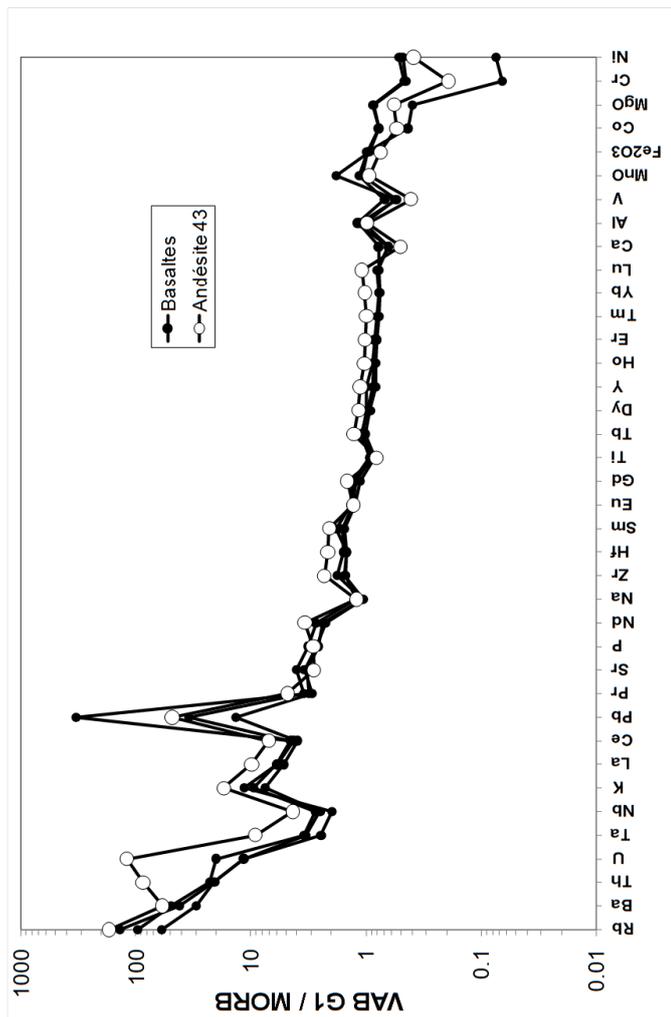


Fig. 44 - Diagrammes multiélémentaires normés au MORB du groupe 1

est un produit différencié. Les quatre échantillons se distribuent de part et d'autre de la ligne de partage entre roches Mg et roches Fe de cette figure, ce qui confirme leur nature calco-alcaline.

Ce groupe est le plus pauvre en REE, avec des concentrations comprises entre 83 et 96 ppm dans les basaltes et de 135 ppm dans l'andésite. Ces sommes de REE sont corrélées à l'augmentation de la silice : les REE sont incompatibles. La différenciation se traduit aussi par l'augmentation du fractionnement des spectres,  $(La/Yb)_N$  passant de 3,7 dans les basaltes à 5,2 dans l'andésite, par augmentation de l'anomalie négative en Eu avec  $Eu/Eu^*$  qui passe de 0,97 à 0,75, par l'aplatissement des HREE avec  $(Gd/Yb)_N$  qui diminue de 1,58 à 1,4, et par le changement de géométrie des spectres de HREE qui forment une concavité dans le cas de l'andésite (fig. 43). La formation de l'anomalie négative en Eu et l'allure en crosse du spectre de l'andésite témoignent du fractionnement d'un extrait à plagioclase et clinopyroxène. Là encore, comme dans le cas des tholéïtes intraplaque, les faibles rapports  $(La/Yb)_N$ ,  $(Gd/Yb)_N$  et les concentrations élevées en HREE excluent que le grenat ait pu jouer le moindre rôle.

Les diagrammes multiélémentaires normés au MORB (fig. 44) présentent une allure typique des basaltes et andésites d'arc volcanique ou de marge active, avec un fractionnement régulier depuis les LILE jusqu'aux métaux de transition, avec les anomalies négatives en Ta et Nb et avec l'anomalie positive en Pb. Le spectre de l'andésite se différencie de celui des basaltes : (1) par une plus grande richesse en éléments incompatibles et par une baisse des éléments compatibles, surtout à partir du Ca et (2) par l'apparition d'une anomalie négative en Ba. Les anomalies négatives en Na, Sr, Eu et Ca témoignent du fractionnement des plagioclases. Les anomalies négatives en Ti, V, et Cr correspondent au fractionnement de Ti-magnétite. Les anomalies négatives en Cr peuvent aussi correspondre au fractionnement de clinopyroxène et de spinelle. L'anomalie en Ni traduit surtout un fractionnement d'olivine. Enfin, les échantillons du groupe ne montrent pas d'anomalie en P ou alors une anomalie très légèrement négative, mais jamais d'anomalie positive comme les tholéïtes.

La nature des filons G1 est aisée à mettre en évidence avec les diagrammes de discrimination « tectono-magmatiques ».

Dans le diagramme  $Ti/Y/Zr$  de J.-A. Pearce et J.-R. Cann (1973) (fig. 39), les échantillons G1 se distribuent dans le champ C correspondant aux basaltes calco-alcalins. Un autre diagramme de la même publication,  $Ti$  versus  $Zr$ , non représenté ici, aboutit au même résultat.

Dans le ternaire  $Hf/Ta/Th$  de D.-A. Wood (1980) (fig. 40), les échantillons se répartissent dans la partie la plus riche en Th du champ des VAB, plus

précisément dans la partie où le rapport Hf/Th est inférieur à 3, qui correspond au domaine des basaltes calco-alcalins.

Enfin, dans le diagramme Y/Nb/La de B. Cabanis et M. Lecolle (1989) (fig. 41), les échantillons du groupe 1 se projettent aussi dans le champ des basaltes calco-alcalins.

Les basaltes et andésites du groupe 1 sont donc sans ambiguïté des basaltes calco-alcalins. C'est-à-dire des basaltes et andésites mis en place dans une marge continentale et engendrés par fusion partielle d'un manteau sous-continentale enrichi par les produits de déshydratation d'une croûte océanique altérée, lors d'un épisode de subduction.

Bien sûr, lors de la mise en place des filons du groupe 1, la subduction ne fonctionnait plus depuis longtemps et il faut admettre que lors des processus d'extension post-collisionnels, l'amincissement lithosphérique ou d'autres processus comme la délamination, ont activé le vieux manteau lithosphérique enrichi.

#### • **Les basaltes et andésites calco-alcalins VAB G2**

Ce groupe est constitué par des basaltes saturés à olivine normative (246, 256, 244, 295, 228), un basalte légèrement sursaturé (283) et deux andésites sursaturées (280, 143), (fig. 33).

Dans le diagramme de S. Jensen (1976) (fig. 34), les roches du groupe 2 se répartissent dans les champs des basaltes tholéitiques magnésiens pour les plus basiques et dans le champ calco-alcalin pour les autres. Dans le diagramme de F. Debon et P. Le Fort (1988) (fig. 35), les points représentatifs de ces roches sont proches de la frontière entre roches ferreuses et magnésiennes, ce qui confirme leur appartenance à une série calco-alcaline.

Ce groupe est presque aussi pauvre en REE que le groupe 1. La somme des REE est comprise entre 89 et 99 ppm dans les basaltes saturés. Elle est de 102 ppm dans le basalte légèrement sursaturé et elle atteint 124 ppm dans l'andésite la plus évoluée. La somme des REE est grossièrement corrélée avec la silice. Les spectres de REE sont, pour la plupart, régulièrement fractionnés avec des rapports  $(La/Yb)_N$  relativement modérés, compris entre 2,6 et 4,6 (fig. 45). Les spectres de HREE sont peu inclinés, avec  $(Gd/Yb)_N$  compris entre 1,58 et 1,41. Mise à part l'andésite 143, tous les autres échantillons n'ont pas d'anomalies en Eu significatives. L'andésite 143 est la seule à avoir un rapport  $Eu/Eu^*$  de 0,81. Cette roche montre aussi un spectre en HREE concave, elle témoigne donc d'une différenciation contrôlée par un extrait solide à plagioclase et clinopyroxène.

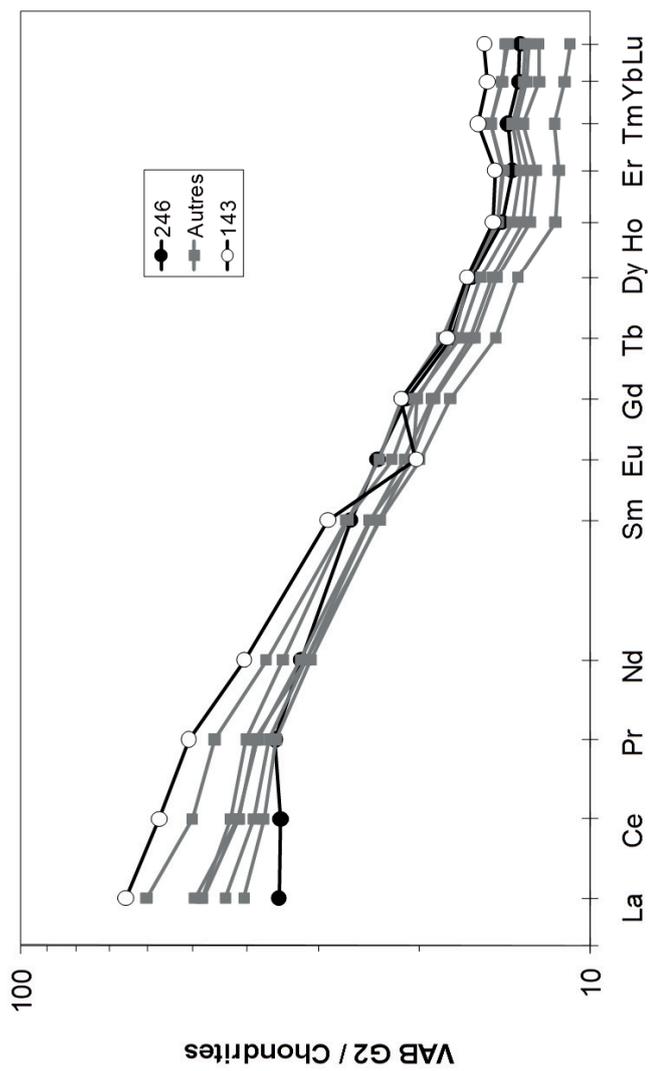


Fig. 45 - Spectres de Terres Rares normés aux chondrites des basaltes et andésites du Groupe 2

Les diagrammes multiélémentaires normés au MORB sont proches de ceux des roches du groupe 1 (fig. 46). Même fractionnement global, mêmes anomalies en Ta, Nb et Pb. L'échantillon 228 est caractérisé par sa richesse en MgO (8,6 %), Cr (412 ppm) et Ni (186 ppm), témoin d'une légère accumulation d'olivine et spinelle. L'andésite 143 montre un enrichissement en éléments incompatibles, en particulier Th, U, Ta et Nb. C'est le seul échantillon à être affecté par une anomalie négative en Ba. L'ensemble des échantillons montre des anomalies négatives en Na et Ca (plagioclases), V et Cr (magnétite), MgO, Cr et Ni (olivine et spinelle), sauf le cumulat 228. Au total, l'extrait solide en partie responsable de la géométrie des diagrammes est assez proche de celui des filons du groupe G1, mais il y a une différence au niveau du phosphore. Les basaltes et andésites G2 montrent de légères anomalies positives en phosphore, moindres que celles présentées par les tholéïtes, mais qui les différencient des basaltes et andésites G1.

Dans le diagramme Ti/Y/Zr de J.-A. Pearce et J.-R. Cann (1973) (fig. 39), les échantillons G2 se distribuent presque entièrement dans le champ C correspondant aux basaltes calco-alcalins.

Dans le ternaire Hf/Ta/Th de D.-A. Wood (1980) (fig. 40), les échantillons se répartissent presque entièrement dans le champ des VAB.

Enfin, dans le diagramme Y/Nb/La de B. Cabanis et M. Lecolle (1989) (fig. 41), les échantillons du groupe 2 se projettent aussi presque entièrement dans le champ des basaltes calco-alcalins.

Les filons du groupe 2 sont globalement des basaltes et des andésites calco-alcalins, mais ils se différencient des filons du groupe 1 par une répartition dans les diagrammes géochimiques qui dépasse les champs strictement calco-alcalins en direction des basaltes et andésites transitionnels. Ils sont en particuliers plus riches en Ti, en P et en Zr que les filons du groupe 1.

Les filons calco-alcalins des groupes G1 et G2 ne sont donc pas génétiquement liés. Ils sont produits à partir de sources mantelliques enrichies par les processus de subduction, mais légèrement différentes. L'extension responsable de la mise en place des filons sombres active donc un manteau hétérogène, enrichi différemment, suivant les endroits, par les fluides engendrés par la subduction.

#### • **Les basaltes transitionnels TB G3**

Les constituants de ce groupe sont des basaltes saturés à olivine normative (309, 86, 204, 213, 165, 142) et un basalte légèrement sursaturé (273) (fig. 33).

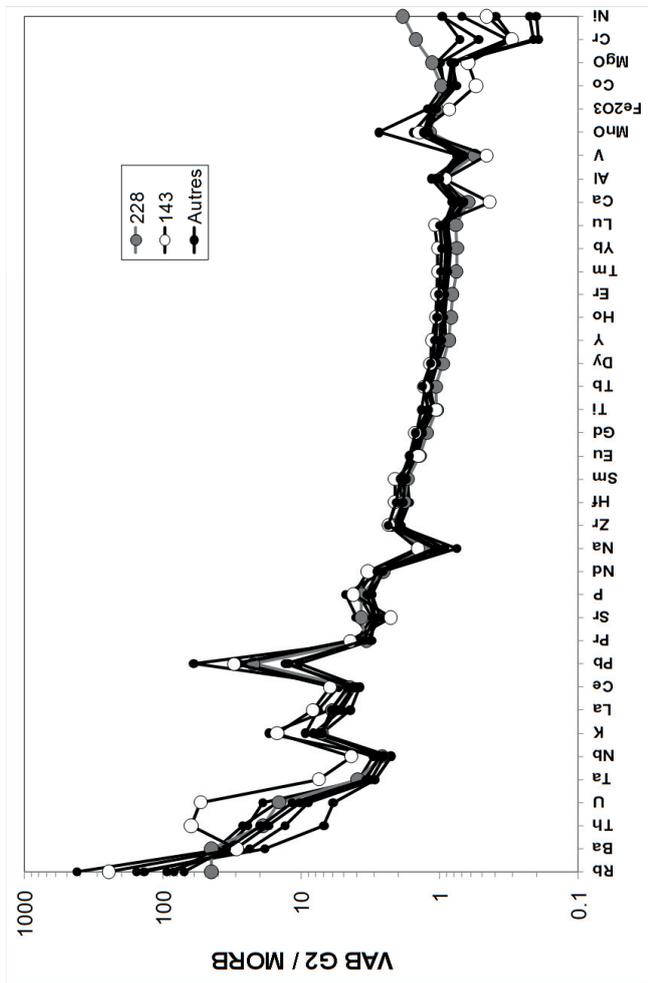


Fig. 46 - Diagrammes multiélémentaires des basaltes et andésites du Groupe 2 normés au MORB

Dans le diagramme de S. Jensen (1976) (fig. 34), ces filons se distribuent dans le champ des basaltes tholéitiques riches en fer (comme les tholéites intraplaque) et dans le champ des basaltes tholéitiques banaux. Dans le diagramme de F. Debon et P. Le Fort (1988) (fig. 35), les points représentatifs de ces roches se distribuent dans le champ ferreux, loin des suites calco-alcalines et au même niveau que les tholéites intraplaque.

Ce groupe est nettement plus riche en REE, à silice égale, que les différents basaltes tholéitiques et calco-alcalins vus précédemment, avec des sommes de REE comprises entre 118 et 173 ppm. Ces sommes sont assez bien corrélées avec la silice, montrant le caractère incompatible des REE. Les spectres sont modérément fractionnés, avec  $(La/Yb)_N$  compris entre 3 et 4,8 (fig. 47). Les HREE sont peu pentées, avec  $(Gd/Yb)_N$  compris entre 1,62 et 1,79. Les facteurs d'enrichissement des HREE par rapport aux chondrites sont élevés, avec  $Yb_N$  compris entre 15,9 et 18,5, excluant tout rôle pour le grenat. Enfin, certains spectres montrent une faible anomalie négative en Eu témoin d'un début de fractionnement de plagioclase,  $Eu/Eu^*$  étant compris entre 0,99 et 0,88.

Les diagrammes multiélémentaires normés au MORB montrent un fractionnement depuis les LILE jusqu'aux métaux de transition et surtout des anomalies négatives en Ta et Nb (fig. 48). Ces anomalies sont moins prononcées que celles des basaltes calco-alcalins G1 et G2, mais elles sont largement significatives. Alors que les éléments majeurs montraient des affinités avec les tholéites intraplaque, les anomalies en Ta et Nb montrent que les basaltes G3 sont issus d'une source mantellique enrichie dans un contexte de subduction. Les anomalies négatives en Sr, Na et Ca témoignent d'un début de fractionnement du plagioclase. Une très faible anomalie en V indique un probable début de fractionnement de magnétite dans certains basaltes, mais en général Ti est encore incompatible dans les basaltes G3. Les anomalies en Cr et Ni, surtout dans les cas du basalte sursaturé 273, témoignent de la disparition de l'olivine dans cette roche et du fractionnement de l'olivine et du spinelle en général. Le phosphore montre une anomalie positive, comme les tholéites et les échantillons du groupe G2, probablement caractéristique de la source, les basaltes G3 étant caractérisés par une richesse en Ti, Zr, P et REE, qui sont globalement incompatibles. Malgré cette richesse en éléments incompatibles, ces basaltes G3 sont encore relativement peu évolués puisque seuls certains témoignent d'un début de fractionnement des plagioclases.

Dans le diagramme Ti/Y/Zr de J.-A. Pearce et J.-R. Cann (1973) (fig. 39), les échantillons G3 se distribuent à cheval sur les champs D (Basaltes intraplaque), C (Basaltes calco-alcalins) et B (Basaltes d'arc volcanique ou MORB).

Dans le ternaire Hf/Ta/Th de D.-A. Wood (1980) (fig. 40), une partie des échantillons se projette dans le champ des basaltes calco-alcalins, mais les

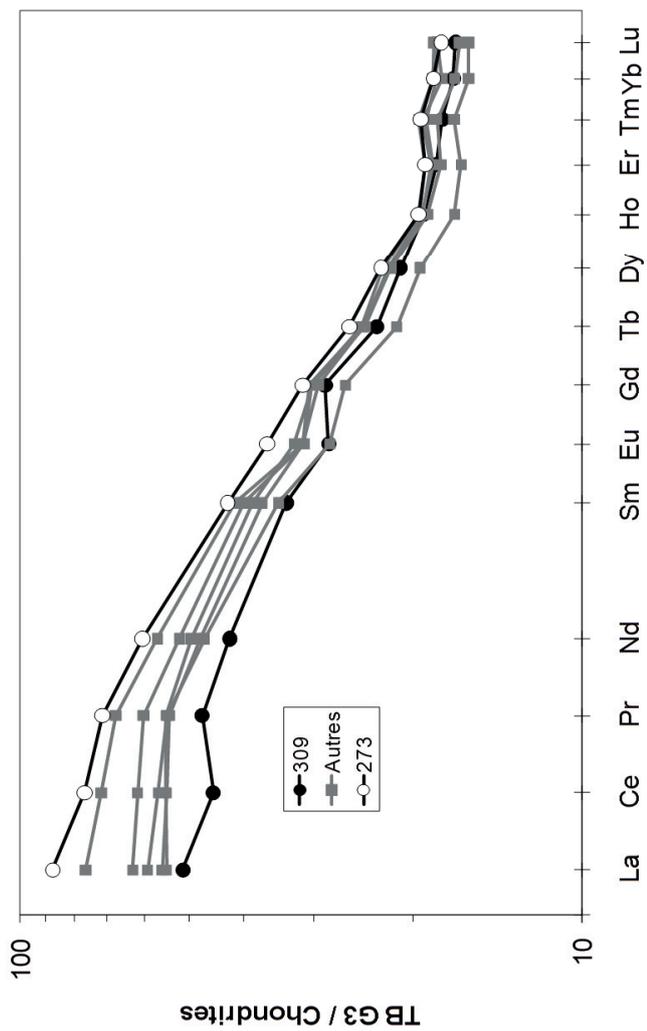


Fig. 47 - Spectres de Terres Rares, normés aux chondrites, des basaltes transitionnels du groupe 3

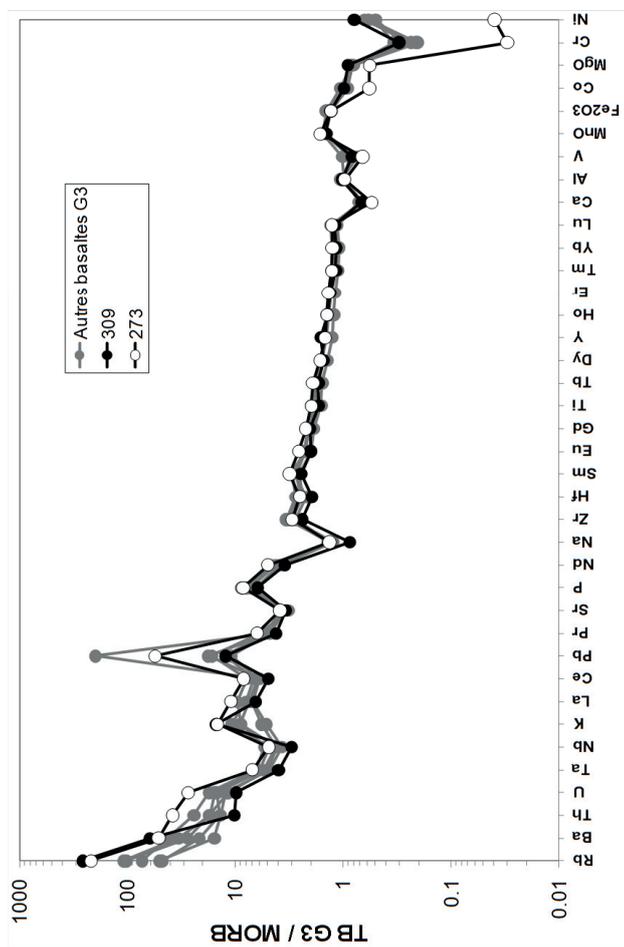


Fig. 48 - Diagrammes multiélémentaires normés au MORB des basaltes du groupe G3

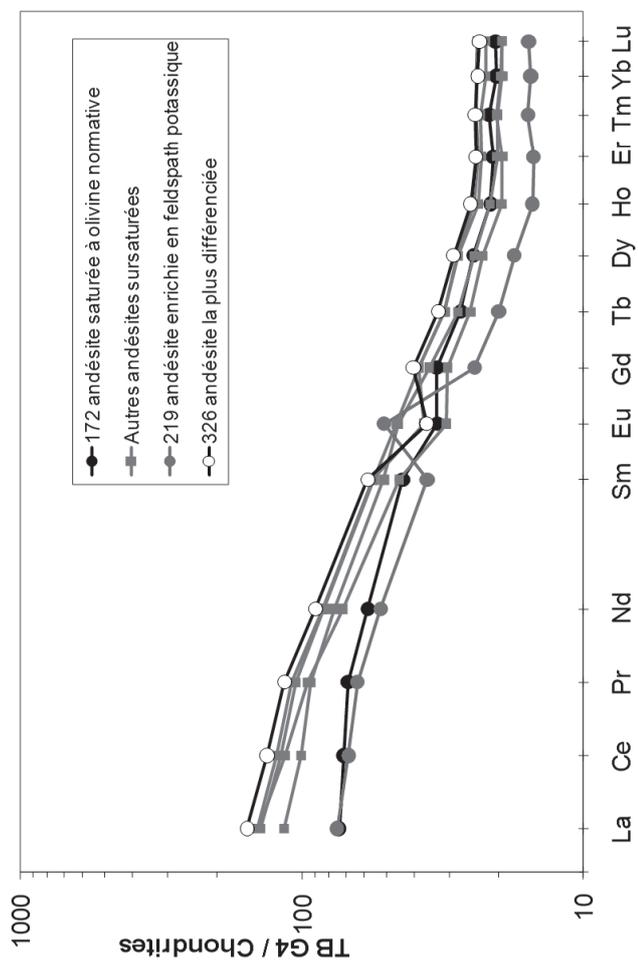


Fig. 49 - Spectres de Terres Rares, normés aux chondrites, des andésites transitionnelles du groupe G4

plus basiques sortent de ce champ en direction des basaltes intraplaque et des MORB.

Enfin, dans le diagramme Y/Nb/La de B. Cabanis et M. Lecolle (1989) (fig. 41), les échantillons du groupe 3 se projettent à cheval entre les champs des basaltes calco-alcalins et des basaltes continentaux intraplaque.

La distribution ambiguë des points représentatifs des basaltes G3 dans les diagrammes discriminants (fig. 39, 40 et 41) s'explique par leur caractère intermédiaire entre des basaltes calco-alcalins et des basaltes tholéïtiques continentaux intraplaque. Leur distribution dans les diagrammes de S. Jensen (1976) (fig. 34) et de F. Debon et P. Le Fort (1988) (fig. 35), ainsi que les diagrammes multiélémentaires normés au MORB (fig. 48), vont également dans le même sens.

Ces basaltes G3 sont des basaltes transitionnels (TB) entre des basaltes calco-alcalins et des tholéïtes continentales intraplaque. Leur source doit être un manteau lithosphérique à spinelle moins enrichi lors de l'épisode de subduction que les sources des basaltes calco-alcalins. J.-A. Pearce (1996) considère que les zones de collision constituent les sites où les transitions entre les VAB et les WPB sont les plus fréquentes. Il ajoute que dans les sites post-collision, caractérisés par une croûte épaissie, la fusion partielle génératrice de ces suites transitionnelles peut être induite par de la délamination lithosphérique et/ou par de l'extension.

#### • **Les andésites transitionnelles TB G4**

Les constituants de ce groupe sont une andésite saturée à olivine normative (172) et des andésites sursaturées (345, 219, 289, 226, 325, 326) (fig. 33).

Dans le diagramme de S. Jensen (1976) (fig. 34), ces filons se distribuent de part et d'autre de la frontière entre les domaines calco-alcalin et tholéïtique, dans le prolongement des basaltes G3. Dans le diagramme de F. Debon et P. Le Fort (1988) (fig. 35), les points représentatifs de ces roches se distribuent dans le champ ferreux, dans le prolongement des basaltes G3, loin des suites calco-alcalines.

Ce groupe est nettement le plus riche en REE des filons sombres. La somme des REE varie entre 164 et 273 ppm pour les roches non cumulatives. Les REE sont globalement corrélées avec la silice montrant qu'elles sont encore incompatibles dans des roches de composition intermédiaire. Tout en restant modérément fractionnés, les spectres de REE sont les plus fractionnés que nous ayons rencontrés jusqu'à présent, avec  $(La/Yb)_N$  compris entre 3,7 et 7,3 (fig. 49). Mais, comme les facteurs d'enrichissement des HREE par rapport aux chondrites sont élevés ( $19,4 < Yb_N < 24$ ) et que les rapports  $(Gd/Yb)_N$ , compris

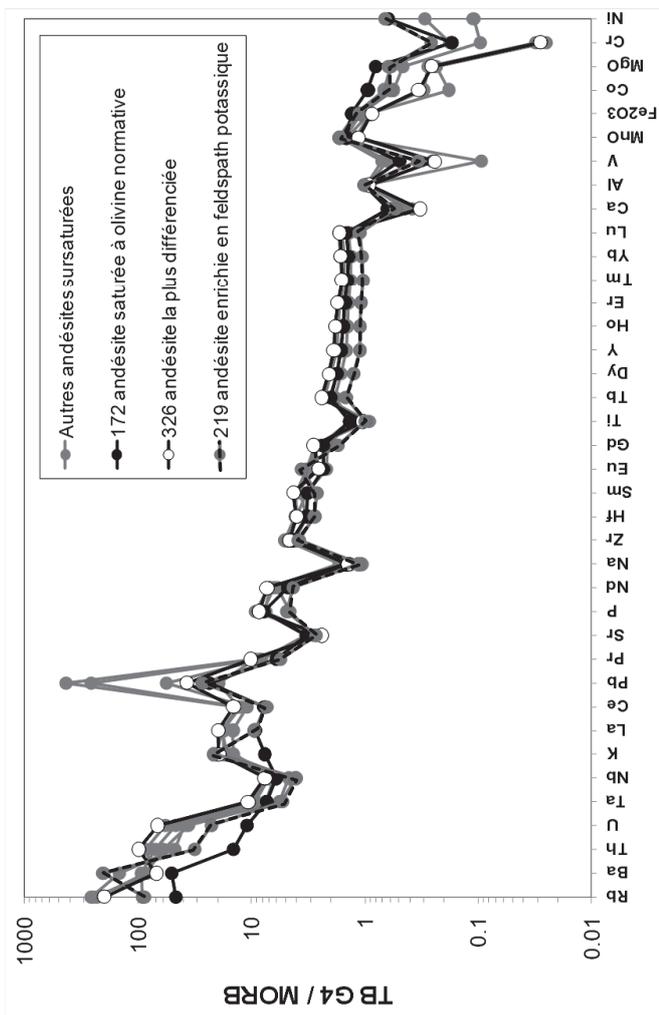


Fig. 50 - Spectres multitélémentaires, normés au MORB des andésites transitionnelles du Groupe G4

entre 1,54 et 1,82 sont bas, le grenat n'a pu jouer aucun rôle lors de la fusion partielle. Les anomalies en Eu sont variables, avec une roche apparemment cumulée en feldspath potassique (219) dont le rapport  $Eu/Eu^*$  atteint 1,73, des roches sans anomalies significatives et des roches avec  $Eu/Eu^*$  pouvant atteindre 0,74. Malgré le caractère relativement différencié de ces andésites, les spectres de HREE ne montrent pas de concavités permettant de déceler l'intervention du clinopyroxène ou de la hornblende dans le fractionnement. Seul l'effet des feldspaths est évident.

Les diagrammes multiélémentaires normés au MORB présentent une géométrie semblable à ceux des basaltes G3 mais avec des anomalies négatives nettement mieux individualisées (fig. 50). C'est ainsi que tous les spectres présentent des anomalies négatives nettes en Sr, Na et Ca (plagioclase) et en Ti, V et Cr (magnétite-Ti). Les basses concentrations en MgO, Cr et Ni évoquent le fractionnement de l'olivine et du spinelle. À noter que le phosphore reste incompatible (souvent avec une anomalie positive), alors que le Ti est devenu clairement compatible. L'andésite la plus évoluée (326) est affectée d'une anomalie négative en Ba témoin de l'importance de la cristallisation des feldspaths. L'échantillon 219 apparaît cumulé en feldspath potassique, avec de fortes anomalies positives en Ba, K et Eu ; il est probable que cet enrichissement (17,35 % d'orthose normative) soit d'origine métasomatique, le feldspath-K se développant tardivement dans la mésostase.

Dans le diagramme Ti/Y/Zr de J.-A. Pearce et J.-R. Cann (1973) (fig. 39), les échantillons G4 se distribuent à l'extrémité du champ C des basaltes calco-alcalins. Leur position à l'extrémité du champ est due au caractère andésitique différencié des échantillons.

Dans le ternaire Hf/Ta/Th de D.-A. Wood (1980) (fig. 40), la majorité des échantillons G4 se projette dans le champ des basaltes calco-alcalins, mais l'andésite la plus basique 172 atteint la zone des basaltes intraplaque et des MORB.

Enfin, dans le diagramme Y/Nb/La de B. Cabanis et M. Lecolle (1989) (fig. 41), les échantillons du groupe 4 se projettent à cheval entre les champs des basaltes calco-alcalins et des basaltes continentaux intraplaque.

Comme les basaltes G3, les andésites G4 sont intermédiaires entre les suites strictement calco-alcalines et les suites continentales intraplaque, ce sont des andésites transitionnelles entre les suites VAB et les suites WPB. Dans le diagramme Ti versus Zr de la figure 42 et dans d'autres diagrammes, les groupes G3 et G4 forment des nuages dans le prolongement l'un de l'autre mais séparés par une lacune. Sans l'existence de cette lacune, on pourrait penser que les andésites G4 dérivent par cristallisation fractionnée des basaltes G3 et c'est probablement le cas. Si la lacune est réelle, les andésites correspondraient à un

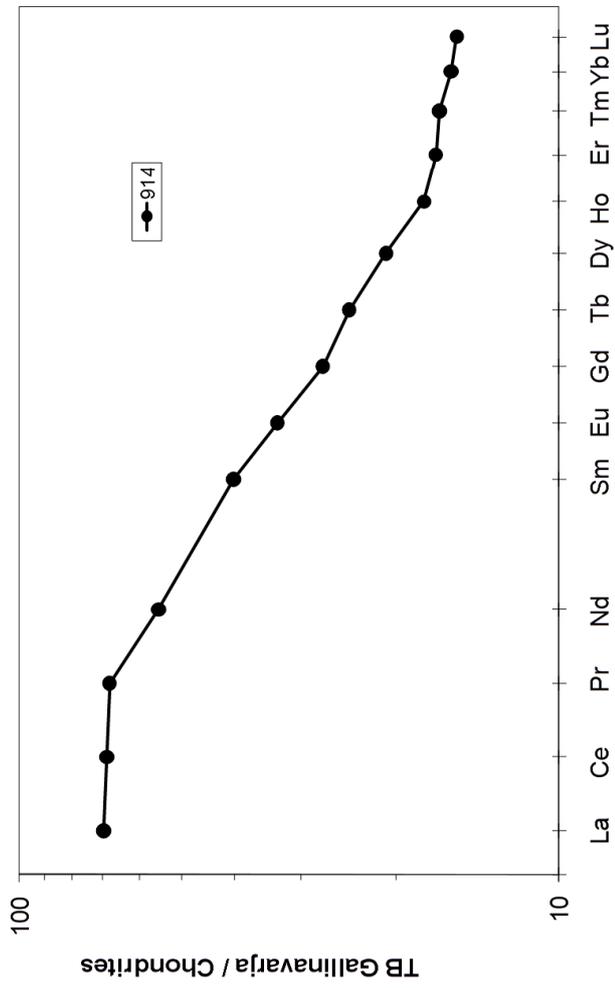


Fig. 51 - Spectre de Terres Rares normé aux chondrites du basalte transitionnel de Gallinavarja

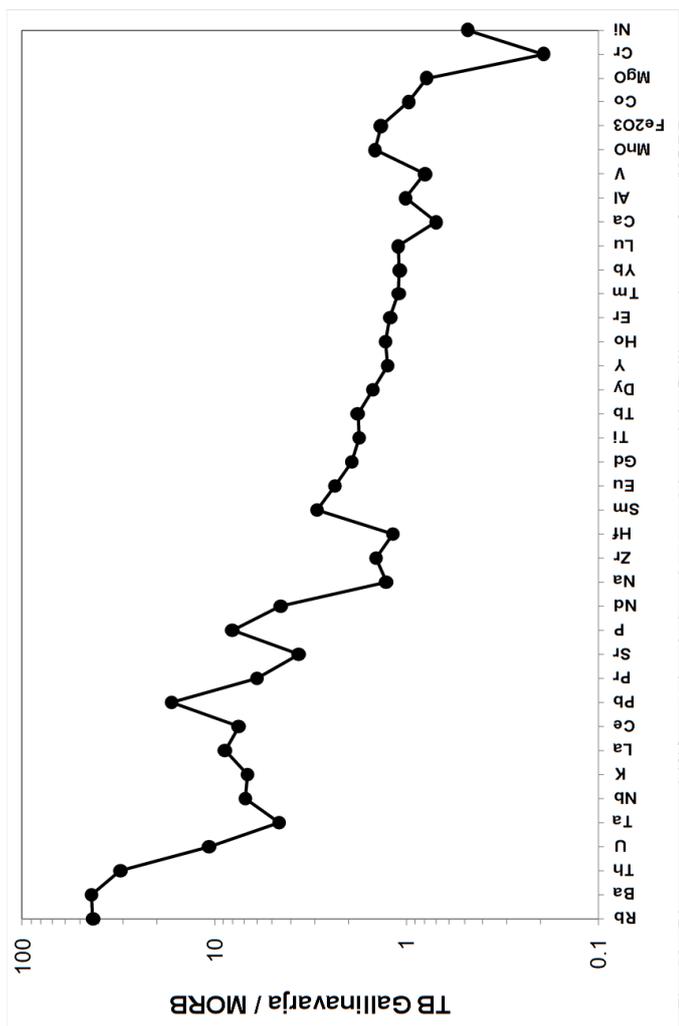


Fig. 52 - Diagramme multiélémentaire du basalte transitionnel de Gallinavaja normé au MORB

taux de fusion partielle plus faible que celui à l'origine des basaltes G3. Quoiqu'il en soit, les basaltes G3 et les andésites G4 font partie d'une même suite de basaltes transitionnels, issus d'une même source mantellique.

• **La microdiorite du stock de Gallinavarja : TB Gallinavarja**

Nous ne disposons que d'un seul échantillon (914) de ce stock. Sa composition est celle d'un basalte saturé à olivine normative (fig. 33).

Dans le diagramme de S. Jensen (1976) (fig. 34), cet échantillon se projette dans le champ des basaltes tholéïtiques riches en fer. Dans le diagramme de F. Debon et P. Le Fort (1988) (fig. 35), il apparaît dans le champ des roches ferreuses. Dans ces deux figures, il est entouré par les basaltes tholéïtiques intraplaque et par les basaltes transitionnels du groupe G3.

Son spectre de REE normé aux chondrites est semblable aux spectres des basaltes de type G3 sans anomalie d'europium (fig. 51).

Le spectre multiélémentaire normé au MORB est très particulier (fig. 52). Les anomalies en Ta et Nb sont faibles, ce qui rapproche le spectre de ceux des tholéïtes intraplaque. Il présente une anomalie négative en K probablement acquise lors de l'altération hydrothermale. Il a une anomalie positive en P comme les tholéïtes et les basaltes transitionnels G3. Le point le plus curieux concerne l'existence de fortes anomalies négatives en Zr et Hf, non observées dans les autres basaltes étudiés. Que ces anomalies négatives soient dues à la présence de minéraux de Zr et Hf au comportement réfractaire dans la source ou à des caractéristiques propres à la source, l'existence de l'échantillon 914 témoigne d'une source différente de toutes les autres sources de filons basaltiques étudiés.

Dans le diagramme Ti/Y/Zr de J.-A. Pearce et J.-R. Cann (1973) (fig. 39), l'échantillon 914 se place à l'extrémité du champ B, près du champ A, du fait de sa pauvreté en Zr. Il correspond donc à un VAB ou éventuellement à un MORB dans ce diagramme.

Dans le ternaire Hf/Ta/Th de D.-A. Wood (1980) (fig. 40), l'échantillon 914 se projette dans le domaine des basaltes calco-alcalins.

Enfin, dans le diagramme Y/Nb/La de B. Cabanis et M. Lecolle (1989) (fig. 41), il tombe dans le champ des basaltes continentaux intraplaque.

L'échantillon de Gallinavarja est proche à la fois des basaltes G3 et des tholéïtes intraplaque. Sa composition est celle d'un basalte transitionnel entre des basaltes calco-alcalins et des basaltes intraplaque, mais sa source est particulière car elle fournit un magma appauvri en Zr et Hf.

### • **Conclusions sur la géochimie des filons du pôle basique**

Les filons sombres post-orogéniques de la carte géologique de Sotta – Bonifacio sont constitués par six groupes magmatiques différents :

- le groupe G1, constitué par des basaltes et des andésites calco-alcalins typiques, de marge continentale, issus de la fusion partielle d'un manteau lithosphérique à spinelle enrichi par la déshydratation de la croûte océanique au cours de l'épisode de subduction précédant la collision hercynienne ;
- le groupe G2, constitué par des basaltes et des andésites calco-alcalins de marge continentale, mais plus riches en Ti et P, et moins magnésiens que les précédents, provenant d'une source mantellique apparemment moins enrichie ;
- le groupe G3, constitué par des basaltes transitionnels entre des basaltes calco-alcalins et des basaltes intraplaque continentaux, issus de la fusion partielle d'un manteau encore moins enrichi lors de la subduction ;
- le groupe G4, constitué par des andésites transitionnelles probablement issues par cristallisation fractionnée des basaltes G3 ;
- l'échantillon de composition basaltique transitionnelle de Gallinavarja, issu d'un manteau faiblement enrichi, particulièrement pauvre en Zr et Hf ou ayant retenu ces éléments lors de sa fusion partielle ;
- le groupe des tholéïtes intraplaque continentales, issues de la fusion partielle d'un manteau lithosphérique à spinelle non enrichi lors de l'épisode de subduction ;
- le phosphore est un marqueur local significatif de la transition entre les basaltes calco-alcalins et les tholéïtes. L'anomalie positive en phosphore des tholéïtes semble être une caractéristique du manteau lithosphérique initial. Au fur et mesure de l'enrichissement de ce manteau par des fluides issus de la subduction, cette anomalie baisse, puis disparaît dans les basaltes G1.

Lors de l'épisode d'extension, qui suit l'épaississement crustal contemporain de la collision hercynienne, les filons sombres sont engendrés par la fusion partielle d'un manteau hétérogène à l'échelle locale, c'est-à-dire diversement enrichi au cours de l'épisode de subduction. L'énergie nécessaire à la fusion de ce manteau et l'extension crustale peuvent être facilitées par un processus de délamination lithosphérique.

### **Le pôle acide : généralités**

Les filons qui constituent cette entité sont de grande taille ; leur largeur, généralement d'ordre décamétrique, peut atteindre 25 à 30 m. Ce qui est très fréquemment le cas dans le faisceau N-S Porto-Vecchio – Suartone. Plus de 200 dykes ont été répertoriés sur la coupure Sotta – Bonifacio ; 42 ont été analysés sur le plan géochimique. Leur répartition géographique n'est pas homogène. À l'inverse des filons basiques, ils sont très largement prépondérants à l'Est du méridien de Sotta, où ils constituent l'essentiel du faisceau N-S de

Porto-Vecchio – Spérone (fig. 30, hors texte ). Côté ouest, ils sont prédominants dans le secteur de la grande zone faillée Borivoli – Monacia d’Aullène.

### **Le pôle acide : données pétrographiques**

Contrairement aux matériaux basiques, ils montrent une grande variété de composition qu’il est possible d’observer à l’œil nu\*. Ceci nous a permis d’individualiser, à partir de leurs caractéristiques pétrographiques nettement distinctes, trois grands ensembles de roches, à savoir :

- un groupe A dans lequel il est distingué deux sous-groupes A1-A2 ;
- un groupe B apparemment homogène sur le plan pétrographique ;
- un groupe C dans lequel il est distingué deux sous-groupes C1-C2.

Chaque groupe peut présenter différents types de textures : porphyriques ( $\mu\gamma$ ) à fortement porphyriques ( $\rho\mu\gamma$ ), aplitiques ( $a\gamma$ ) à rhyolitiques ( $\rho$ ).

### **Groupe A $\rho\mu\gamma a$ - filons fortement porphyriques, $\mu\gamma a$ - microgranite à texture porphyrique**

Sur la coupure Sotta – Bonifacio ce groupe est très minoritaire ; seulement 22 dykes en ont été répertoriés. Ils se localisent pour l’essentiel au sein du faisceau de dykes N-S du Col de San Pietro appartenant au champ filonien de Porto-Vecchio. Quelques filons ont toutefois été observés plus à l’Ouest ; d’une part sur la bordure orientale du golfe de Figari (au lieu-dit Saline Sottana) et d’autre part, plus à l’intérieur, dans le secteur de Piscia. Tous ont une orientation N-N30 mis à part le filon de micromonzogranite à grenat de Piscia orienté N140. Ils recourent les intrusions de type (U2a) et (U2b).

Les roches de ce groupe (huit échantillons analysés) sont les moins évoluées du pôle acide ( $\text{SiO}_2$  compris entre 66,88 et 72,84 %) (fig. 32). Elles ont des compositions de microgranodiorites sursaturées métalumineuses (F23) à légèrement peralumineuses (F8(5) - 8(2) - 24(b)) et de micromonzogranites (F46-335-118-144) eux aussi légèrement peralumineux.

---

\* **Nota** : l’examen d’une caisse filonienne fait apparaître une grande complexité de détail. Il n’est pas rare d’observer en bordure des dykes principalement acides : i) des rubanements parallèles aux épontes dus à la présence de bordures figées, voire de microbrèches magmatiques signalant le caractère explosif de la mise en place ; ii) des variations progressives de la taille du grain entre cœur et bordure qui parfois se doublent d’une évolution de la texture porphyrique (effet Bagnold) ou encore d’une variation de la composition minéralogique avec la disparition de l’amphibole, la diminution de la charge en minéraux colorés ; iii) la présence de figures de mélange dans le cas des caisses filoniennes mixtes. Dans le cadre de cette étude, les dykes ont été considérés comme des corps homogènes ; il a été admis que leur composition représentative est celle du cœur du filon pour ce qui concerne l’échantillonnage géochimique.

Sur le plan minéralogique ces matériaux se caractérisent par :

- la présence constante de plagioclase et d'amphibole calcique dans la phase tellurique ;
- l'absence de phénocristaux de feldspath alcalin.

Deux sous-groupes peuvent y être individualisés : un sous-groupe (A1) constitué par les échantillons F23 et 46 qui, sur le plan minéralogique, se distinguent des cinq autres échantillons du groupe (A2) par l'absence de quartz et biotite dans la phase porphyrique et la présence d'amphibole verte dans la mésostase. Distinction confirmée par les données géochimiques (fig. 32).

À la cassure fraîche, ces roches montrent toutes une couleur très caractéristique, dans les tons gris plus ou moins sombres. À l'affleurement, elles acquièrent souvent une patine beige grisâtre, pouvant virer à des tons mauves clairs quand la roche est relativement hydrothermalisée. À noter la présence discrète mais constante d'enclaves microgrenues sombres.

Il s'agit dans tous les cas de roches ayant une texture microgrenue porphyrique ( $\mu\gamma a$ ) jusqu'à très fortement porphyrique ( $\rho\mu\gamma a$ ) ; la taille des phénocristaux pouvant varier de quelques millimètres à un centimètre.

Dans la mésostase, les microcristaux s'agencent selon des textures de type isogranulaire ou encore microgrenue graphique ou sphérolitique.

*Les phénocristaux de plagioclase* sont présents dans tous les échantillons examinés ; leur taille est variable (de 2 mm à 10 mm environ) avec un habitus automorphe ; ils peuvent être très fortement saussuritisés, comme dans F8(5) ou encore F118. Dans la plus part des cas, ils sont bien conservés et livrent de très belles figures de zonage de type progressif (cœur-bordure) ou encore discontinu. Dans certains échantillons, et particulièrement dans F23, on observe des cœurs très basiques avec des bords corrodés, voire seulement des reliques de cœurs basiques enveloppés dans un manteau moins calcique souvent peu ou pas zoné (indice de mixing ?).

*Les phénocristaux d'amphibole* se présentent sous la forme de baguettes bien automorphes, pouvant présenter des golfes de corrosion. Il s'agit d'une amphibole de couleur brun-vert très sombre qui contient des inclusions d'opaques et de plagioclase (F23 et F335). Dans les autres échantillons, on note uniquement la présence d'*anciens minéraux ferromagnésiens* totalement pseudomorphosés en biotite. Cette dernière est parfois criblée de minéraux opaques et dans quelques cas, accompagnée par des aiguilles d'amphibole claire. Il est fréquent d'observer dans ces amas biotitiques, qui ont souvent des formes losangiques ou rectangulaires, de beaux zircons et des apatites. Des reliques de *clinopyroxène* ont été observées dans un échantillon non analysé, très proche du faciès F23.

*La biotite* : elle apparaît dans la phase porphyrique uniquement dans les échantillons du 2<sup>e</sup> groupe (A2). Il s'agit toujours d'une biotite très fortement pléochroïque dans les tons brun-jaune clair à brun sombre (presque noir) et ceci aussi bien dans les cristaux porphyriques que dans les lamelles qui pseudomorphosent les anciens minéraux ferromagnésiens. Dans F118, il s'agit d'une biotite moins pléochroïque. Elle est très rarement chloritisée sauf dans F8(5) et F8(2) qui sont deux échantillons ayant subi une forte hydrolyse.

*Le quartz* : comme la biotite, le quartz ne se présente sous la forme de phénocristaux que dans les échantillons du 2<sup>e</sup> groupe. Ils y sont en général très abondants, avec un habitus nettement automorphe pouvant contenir de la biotite en inclusion.

La mésostase est constituée principalement par *la phase quartzo-feldspathique*. Quand la texture est microgrenue isogranulaire, il est possible de distinguer le quartz en petites plages xénomorphes de celles du *microcline* et des microlites d'*oligoclase-albite*. S'y ajoutent les minéraux colorés : *biotite* et *opaques* et les minéraux accessoires : *apatite*, *allanite*, *zircon*, rare *sphène* ainsi que des minéraux deutéritiques : *chlorite*, *séricite*, *épidote*...

Dans les textures de type aphanitique, les minéraux quartzo-feldspathiques sont difficiles, voire impossible à distinguer. S'y développent des figures symplectitiques quartz-feldspath potassique ainsi que des sphérolites à structure radiaire.

**Groupe B  $\epsilon\gamma$  - filons à texture aplitique, avec grenat ( $\epsilon\gamma g$ ), ou texture rhyolitique ( $\rho$ ).  $\mu\gamma$  - microgranite à texture porphyrique et fortement porphyrique ( $\rho\mu\gamma$ )**

Les roches de cet ensemble (B) sont très bien représentées sur le terrain ; plus de 140 dykes ont été répertoriés sur l'ensemble de la feuille ; ils ne sont représentatifs, ni d'un secteur géographique, ni d'une direction particulière ; on peut les observer selon les trois grandes directions principales : de N à N30 ; N60 ; N140. Les dykes montrant une texture de type ( $\rho\mu\gamma$ ) sont majoritairement présents dans le champ filonien de Porto-Vecchio associés à ceux du groupe (A). À noter par ailleurs que ces dykes du groupe (B), comme ceux du groupe (A) recoupent différentes intrusions U2a et U2b répertoriées sur la feuille.

À la cassure fraîche, ces matériaux présentent une couleur beige rosé assez caractéristique. Les trois-quarts livrent une texture porphyrique plus ou moins marquée. On y observe en effet des textures très fortement porphyriques ( $\rho\mu\gamma$ ) dans lesquelles les phénocristaux de feldspath potassique atteignent communément 5 à 6 cm de long selon l'axe (c), mais aussi des textures moyennement à faiblement porphyriques ( $\mu\gamma$ ) avec des micro-phénocristaux qui n'excèdent pas 1 à 2 mm. Le quart restant montre des textures de type aplitique

avec ou sans grenat ( $ag\gamma$ ) - ( $a\gamma$ ), plus rarement de type rhyolitique porphyrique ( $\rho$ ). La granulométrie de la mésostase y est éminemment changeante : depuis des textures finement microgrenues isogranulaires à microgrenues graphiques ou encore microgrenues sphérulitiques.

Le caractère porphyrique permet, à la simple observation macroscopique, de déceler dans la phase tellurique, la présence constante des deux feldspaths à côté du quartz et de la biotite ; ce qui, avec la disparition de l'amphibole, distingue nettement ces matériaux de ceux du groupe (A).

Il s'agit de roches plus évoluées que celles du groupe précédent avec des teneurs en silice variant dans un intervalle de 72,23 à 77,24 %. Les 20 échantillons analysés (fig. 32) montrent une évolution nette de leur composition ce qui permet de distinguer différents termes à caractère faiblement ou fortement peralumineux, depuis des micromonzogranites : F35-53-60-104 ; des microsyénogranites : F41-136, jusqu'à des microgranites alcalins : F59-68-69-107-112-114-121-139-141-159-185-198-203-312. Bien que cet ensemble montre une évolution nette dans la composition des différents termes depuis des micromonzogranites relativement riches en biotite jusqu'à des microgranites alcalins leucocrates, il n'en demeure pas moins que l'ensemble des termes conservent des caractères communs qui font que ces roches sont facilement identifiables sur le terrain. À noter toutefois que les matériaux de ce groupe (B) se différencient très fortement sur le plan géochimique. Nous verrons plus loin qu'ils appartiennent à quatre associations magmatiques différentes.

La phase porphyrique est constituée par la même paragenèse qualitative : quartz-plagioclase-feldspath potassique-biotite pour l'ensemble des échantillons du groupe.

*Le quartz* est toujours abondant, sous forme de cristaux automorphes à subautomorphes très fréquemment corrodés. Il peut contenir des inclusions de biotite. Quelques individus xénomorphes présentent des formes géométriques à angles aigus faisant penser à des éclats.

*Le plagioclase* présente toujours un habitus automorphe à sub-automorphe. Il constitue parfois des amas de 4 à 5 cristaux accolés. Il est généralement très saussuritisé, ce qui masque les figures de zonage et les macles, rendant difficiles, voire impossibles les mesures de basicité. Dans les termes monzonitiques (F41- 53), il montre de belles figures de zonage mais aussi des cœurs basiques nettement individualisés par rapport à un manteau moins calcique (mixing ?).

*Le feldspath potassique* tout comme le plagioclase a un habitus automorphe, à sub-automorphe. Dans les faciès les plus porphyriques, les macrocristaux peuvent atteindre jusqu'à 8 cm de long. En lames minces, le feldspath

potassique apparaît fortement damouritisé, contenant en inclusions tous les autres minéraux, et ceci dans tous les termes pétrographiques examinés ; son caractère perthitique est assez peu marqué ; il l'est un peu plus dans les termes différenciés. Enfin il faut noter que dans certains échantillons (particulièrement dans les granites alcalins 121 et 141), le feldspath potassique associé à des cristaux de plagioclase et, de façon beaucoup plus subordonnée, à des cristaux de quartz et de biotite, forme des agglomérats de composition granitique à texture grenue... trace de textures cumulatives précoces au niveau de la chambre magmatique ? Dans ces matériaux très porphyriques, les proportions de plagioclase et de feldspath potassique sont difficiles à apprécier ; les phénocristaux de plagioclase prédominent dans les termes monzonitiques ; la tendance s'inverse dans les termes de plus en plus évolués.

*La biotite* : dans les termes monzonitiques, la biotite est relativement abondante. Elle se présente en cristaux automorphes à subautomorphes plurimillimétriques avec un pléochroïsme très fort dans les tons brun-vert à pratiquement noirs. Les teneurs diminuent dans les termes de plus en plus évolués avec des teintes de pléochroïsme moins soutenues. Le mica noir est souvent très chloritisé ; dans certains échantillons fortement hydrothermalisés, on n'observe que des plages de chlorite associées à des exsudats d'oxyde de fer ; dans les termes monzonitiques, on note en plus l'abondance de *la pistachite*. Dans le cas particulier de l'échantillon 203, *des fantômes de minéraux ferromagnésiens* sont présents, souvent associés à des glomérules plagioclasiques. Leurs formes rectangulaires, voire losangiques, font suspecter d'anciennes amphiboles.

Au niveau de la mésostase, les paragenèses observées sont très homogènes : quartz-plagioclase acide-feldspath potassique-biotite-opaques. Dans les roches à grain extrêmement fin et celles présentant des textures de type granophyrique et/ou sphérolitique, la détermination optique des minéraux blancs est très difficile, voire impossible.

*Les opaques*, souvent de sections carrées, ne montrent pas de transformation en leucoxène. Il s'agit probablement de *magnétite*, présentant fréquemment une altération de couleur rouille (*limonite*). La biotite en petites lamelles microlitiques présente, quand elle n'est pas chloritisée, des couleurs de pléochroïsme identiques à celles des phénocristaux.

Absente dans un certain nombre d'échantillons à caractère légèrement peralumineux (F41-53-60-114-198), *la muscovite* est visible en plus ou moins grande abondance dans tous les autres et principalement dans les termes fortement peralumineux. *Le grenat*, sous la forme de petits grains automorphes à subautomorphes, n'a été observé que dans deux microgranites alcalins légèrement peralumineux : F121 et 112.

Les minéraux accessoires sont du type : apatite ± allanite - zircon. Ce dernier peut être abondant, parfaitement automorphe et de belle taille (éch. 203). S'y ajoutent des minéraux deutéritiques : chlorite - séricite - pistachite. Cette dernière peut être très présente dans des roches fortement hydrothermalisées.

**Groupe C ρ - filons à texture rhyolitique,  $\mu\gamma a.bl$  - microgranite à amphibole bleue**

Ce groupe est assez peu représenté sur le terrain (36 individus). L'essentiel des filons se situe dans un secteur géographiquement bien délimité ; mis à part les deux très grands dykes de Sotta-Usciole de direction E-W et celui de Rinajolu-Mela orienté N70, tous les autres représentants du groupe (C) se concentrent le long de la grande zone faillée Borivoli-Monacia d'Aullène selon la direction N30, jouxtant la lame de leucomonzogranite de Tagliu-Rossu de même orientation. Tout comme les dykes des groupes (A) et (B), ils post-datent la mise en place des leucomonzogranites les plus tardifs (U2b).

Ce groupe (14 échantillons analysés) est constitué (fig. 32) par des roches extrêmement siliceuses ( $SiO_2$  compris entre 74,43 et 77,83 %) qui se différencient de l'ensemble des matériaux précédents par :

- l'absence de plagioclase dans la phase porphyrique ;
- la présence constante de phénocristaux de feldspath alcalin plus ou moins fortement perthitiques pouvant atteindre le stade mésoperthite.

Deux sous-groupes peuvent y être individualisés :

- un premier sous-groupe (C1) est représenté par 11 échantillons : F17(2)-98-101-115-230-251-267-268-269-339-346. À l'observation macroscopique, il s'agit de roches hololeucocrates, ayant toujours une composition de granite alcalin à biotite et un aspect de rhyolite faiblement porphyriques (ρ). Des micro-phénocristaux de feldspath alcalin rosés, de quartz translucide et de rares biotites dont les tailles ne dépassent pas deux millimètres, baignent dans une pâte aphanitique de couleur beige rosée à rouge brique plus ou moins soutenue. Le calcul de la norme fait apparaître, pour ces roches, un caractère légèrement à fortement peralumineux ;
- un deuxième sous-groupe (C2) très minoritaire, seulement représenté par trois dykes de microgranites moyennement porphyriques (F105-324-331). Ils se distinguent des matériaux précédents par leur couleur grisâtre sur cassure fraîche et par la présence d'amphibole bleue ( $\mu\gamma a.bl$ ). Deux d'entre eux (F324 et 331) ont une composition de granite alcalin (fig. 32) et sont les moins peralumineux du groupe (C) ; le troisième (F105) a une composition de syénogranite (fig. 32) franchement métalumineux ; il est de plus marqué par des signes évidents de mélanges magmatiques avec des matériaux basiques (enclaves microgrenues, xénocristaux, ...etc.).

Pour ce qui concerne les échantillons du sous-groupe (C1), les textures sont toujours de type *microgrenu finement porphyrique*. La taille des micro-phénocristaux excède rarement deux millimètres et leurs proportions par rapport à la mésostase est très variables. Leur taille est toutefois suffisante pour distinguer, à l'œil nu, ces roches des termes les plus évolués du groupe (B) précédent.

Les *phénocristaux de feldspath potassique* sont toujours abondants. Ils se présentent sous la forme de cristaux généralement automorphes et fortement damouritisés. Ils se distinguent des feldspaths potassiques des termes évolués de l'ensemble (B) précédent, par le fait qu'ils arborent très souvent un caractère fortement à très fortement perthitique. Ils peuvent contenir en inclusions des petits cristaux de plagioclase et de quartz. On les observe en amas de plusieurs cristaux souvent associés à du *quartz*.

Ce dernier, plus ou moins abondant selon les échantillons, se présente toujours sous la forme de cristaux de taille variable, d'habitus automorphe, mais pouvant présenter des figures de corrosion qui, dans certains cas, font que les cristaux de quartz prennent un aspect squelettique. Il peut contenir des inclusions de biotite.

Les cristaux *de biotite* attribuables à la phase porphyrique sont peu abondants. Ils présentent toujours un pléochroïsme dans les teintes brun-rouge à brun-vert sombre et sont étroitement associés à des opaques subautomorphes ou xénomorphes. Certaines de ces plages évoquent des fantômes de ferromagnésiens transformés en biotite plus opaques.

La mésostase montre une très grande variabilité de texture, depuis :

- des *textures franchement microgrenues* généralement très riches en microphénocristaux ;
- des *textures à tendance granophyrique* où les figures symplectitiques quartz/FK sont plus ou moins abondantes ;
- des *textures franchement granophyriques* où les symplectitiques quartz/FK représentent la quasi-totalité de la mésostase. Les microphénocristaux y sont peu nombreux.

Dans la mésostase, on observe de façon constante, avec *des opaques* (en majorité de la magnétite), des petites paillettes de biotite subautomorphes plus ou moins chloritisées, dont les tons de pléochroïsme brun-vert à brun sombre sont proches de ceux des microphénocristaux. Le mica noir se manifeste aussi sous la forme *de nids biotitiques* composés de plusieurs cristaux d'habitus fréquemment xénomorphe, parfois avec un aspect en éventail. Ces nids sont souvent associés, voire entourés, de plages de quartz. La trame quartzo-feldspatique est surtout constituée par du *quartz* xénomorphe associé à des

plages de feldspath potassique, elles aussi xénomorphes, fortement damouritisées. Le plagioclase (probablement de *l'albite*) est très subordonné en volume ; la muscovite est absente sauf dans les deux roches fortement peralumineuses (F267-269) où elle est discrète.

Parmi les minéraux accessoires, il faut noter des cristaux de zircon toujours très présents, particulièrement abondants dans F98-269. Ils ont un habitus de cristaux corrodés avec seulement quelques faces bien nettes. Ils sont souvent englobés dans des amas d'opaques. De la fluorine a été reconnue dans certains échantillons ; F101-17(2) par exemple.

Dans le sous-groupe (C2) ( $\mu\gamma a.bf$ ), les échantillons F324 et 331 ne montrent pas de distinctions particulières avec les matériaux précédents C1, mise à part la présence de fines aiguilles d'amphibole bleue et un caractère porphyrique plus affirmé.

Le filon F105 est particulier. Il s'agit d'un très gros dyke de plusieurs kilomètres de long et de plusieurs mètres de large bordé, au moins localement, par un filon basique. L'injection des deux matériaux dans la même caisse filonienne a été concomitante car les deux corps, acide d'une part et basique d'autre part, montrent à leurs contacts tous les signes d'un processus de mélange magmatique incomplet.

La description qui suit est celle d'un échantillon provenant du cœur du filon où les signes de mélanges sont peu marqués.

*La texture* de la roche est très porphyrique. On y observe de très nombreux micro-phénocristaux *de quartz, de feldspath potassique* très perthitiques (mésoperthites), et d'une amphibole bleue. Ces micro-phénocristaux dont la taille varie de 3 à 4 mm de long pour les feldspaths à 1 mm pour les amphiboles, baignent dans une mésostase simplectitique (feldspath potassique/quartz) qui passe à une texture localement microgrenue hétérogranulaire constituée par un pavage de cristaux xénomorphes de *quartz, mésoperthite* et *d'albite* plus rare. Dans ce fond quartzo-feldspatique, on observe la présence de microlites *d'amphibole bleue, de biotite et d'opaques*.

*Dans la phase porphyrique, l'amphibole bleue est relativement abondante ;* elle se présente en cristaux automorphes à subautomorphes, avec un habitus aciculaire ou plus trapu, et un pléochroïsme très fort depuis des tons brun-vert très pâle à un bleu Berlin presque noir. Elle est souvent, en partie, transformée en un feutrage de fines lamelles de *biotite brun rouge*. Des produits jaunes y sont parfois associés. Est-ce la trace d'ægryrine complètement déstabilisée ? L'amphibole contient des opaques (probablement de la *magnétite*) en inclusions.

*Le quartz* est abondant en cristaux automorphes, parfois jointifs, montrant des signes de corrosion plus ou moins marqués. Ils incluent des microlites automorphes d'amphibole bleue et d'opaque. *Le feldspath potassique* très perthitique (mésoperthite) est la phase porphyrique volumétriquement la plus abondante. Il se présente sous la forme de cristaux automorphes à subautomorphes, maclés Carlsbad ; ces derniers fréquemment accolés entre eux forment ainsi des amas de 5 à 6 individus. Au contact de la mésostase, les mésoperthites montrent souvent des bords nettement arrondis, signe d'une importante résorption.

*La mésostase* montre une texture *micropegmatitique* (granophyrique) avec de très belles figures graphiques de symplectique quartz/feldspath mésoperthitique. Ces dernières dessinent des couronnes autour des micro-phénocristaux (quartz, feldspath). Dans les zones exemptes de ces derniers, elle prend une texture microgrenue hétérogranulaire. On y observe alors un pavage de minéraux xénomorphes : *quartz, mésoperthite et de rares cristaux d'albite*. Dans ce fond quartzo-feldspathique baignent *des microlites aciculaires d'amphibole bleue, de petites lamelles de biotite* avec un pléochroïsme brun rouge très affirmé, plus des amas étirés de *produits jaunes*.

Les minéraux accessoires sont représentés principalement par de très nombreux *zircons*, de *l'apatite*, quelques *allanites* et un peu de *fluorine interstitielle*.

Le matériau basique qui se trouve associé au microgranite à amphibole bleue, présente une texture de type ophitique à sub-ophitique avec un caractère porphyrique marqué. On y observe :

– *des phénocristaux de plagioclase* de type labrador, peu ou pas zonés, riches en inclusions de *clinopyroxène, olivine* pseudomorphosée en *amphibole claire et opaque* ;

– *des fantômes d'olivine*, eux aussi pseudomorphosés en *amphibole claire, chlorite, oxydes de fer...*

Ces phénocristaux baignent dans une mésostase constituée principalement : i) de lattes de plagioclase bien automorphes ; ii) des clinopyroxènes très abondants sous forme de pœcilocristaux légèrement rosés et iii) de globules d'olivine ouralitisée en amphibole claire. Les opaques sont très bien représentés sous la forme de cristaux aciculaires, en baguettes souvent festonnées (ilménite ?).

Cette roche, de par sa texture et sa minéralogie, est probablement à rapprocher des basaltes transitionnels connus dans la région.

Entre le terme acide à amphibole bleue (représenté par l'échantillon F105 précédent) et la roche basique que nous venons de décrire, il existe des termes intermédiaires « *hybrides* » qui, à l'observation macroscopique, se signalent par

la présence plus ou moins abondante d'enclaves de tailles variées, (généralement décimétriques pour les plus volumineuses jusqu'à millimétriques pour les plus petites).

### **Le pôle acide : données géochimiques**

#### **• Caractères géochimiques généraux**

Les roches filoniennes claires sont de composition acide à très acide avec des concentrations brutes en silice comprises entre 66,9 et 77,8 %.

Ces roches ont des pertes au feu basses, seuls huit échantillons sur 42 ont des pertes au feu supérieures à 1 %. Les examens en lame mince et les vérifications chimiques indiquent que les altérations hydrothermales sont faibles et ne semblent avoir affecté qu'un seul échantillon (203). Les diagrammes comportant des éléments alcalins ou alcalino-terreux ne montrent pas de dispersions attribuables à des mobilités post-magmatiques. En conséquence, tous les types de diagrammes, même ceux comportant des éléments réputés mobiles, peuvent être employés dans l'étude des filons clairs.

Cinq associations magmatiques ont été identifiées sur la base des déterminations pétrographiques et de l'étude des compositions chimiques (fig. 53).

**Groupe 1.** Une suite calco-alcaline de granodiorites-monzogranites-syénogranites et granites à feldspaths alcalins relativement pauvres en HFSE, REE et Ga, avec des caractéristiques de granites de type I de marge continentale active.

**Groupe 2.** Une suite alcali-calcique de roches felsiques allant des syénogranites aux granites à feldspaths alcalins, pauvres en HFSE, REE et Ga, très fractionnées, de type I, et interprétés comme correspondant à des produits de fusion partielle de formations granodioritiques.

**Groupe 3.** Une suite calco-alcaline à alcali-calcique de granodiorites, monzogranites et granites à feldspaths alcalins relativement riches en HFSE, REE et Ga, avec des caractéristiques de granites de type I de marge continentale active mais avec une source ou un magma parent riche en éléments incompatibles.

**Groupe 4.** Une suite felsique, alcali-calcique, principalement constituée de granites à feldspaths alcalins, très fractionnés, riches en HFSE, REE trivalentes et Ga, de type A alumineux subsolvus.

**Groupe 5.** Une suite de granites à feldspaths alcalins, alcali-calciques, fortement peralumineux, peu fractionnés, pauvres en HFSE, REE et Ga, de type

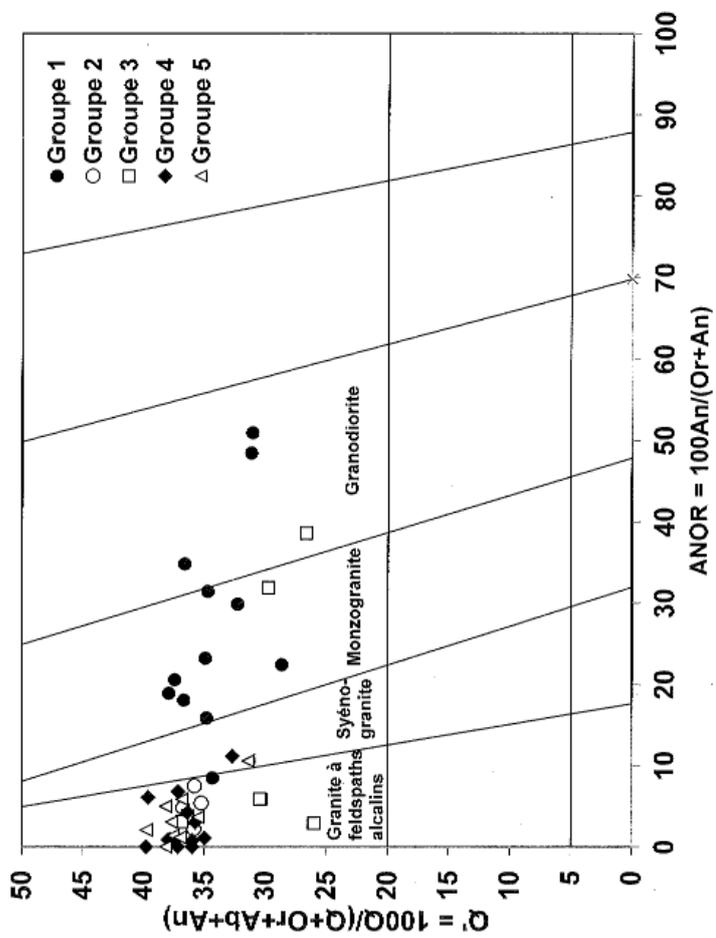


Fig. 53 - Nomenclature des filons clairs d'après leurs compositions normatives moléculaires dans le diagramme Q'-ANOR de A. Streckeisen et R.-W. Le Maitre (1979). Les champs vides sont non indexés. Voir figure 6 pour leur signification

hybride, interprétée comme résultant de l'assimilation de métasédiments péliques par un magma calco-alcalin suivant un processus d'AFC.

• **Groupe 1. Les filons de granitoïdes calco-alcalins relativement pauvres en HFSE, en REE et en Ga**

*Nota. Les HFSE sont des « high field strength elements », c'est-à-dire des éléments à fort effet de champ, comme Zr, Hf, Ta, Nb, Th, U, etc.*

Nous avons regroupé dans cet ensemble :

- des granodiorites et des monzogranites faiblement peralumineux et riches en Ca (granites de type pétrographique A2 et B) ;
- un monzogranite, un syénogranite et un granite à feldspaths alcalins, faiblement peralumineux, dans lesquels la cristallisation des feldspaths n'a pas joué un rôle important (= non fractionnés) et qui sont pauvres en Ca (granites de type pétrographique B).

Granodiorites et monzogranites à biotite et amphibole, de type pétrographique A2 et monzogranites à biotite de type B. Tous deux riches en Ca.

**Les granodiorites et monzogranites à biotite et amphibole** (8(5), 8(2), 144, 335, 118, 24b) (fig. 53) sont des roches acides dont la concentration en silice est comprise entre 66,9 et 72, 8 %. Ce sont des roches faiblement peralumineuses (fig. 54), calco-alcalines (fig. 55), magnésiennes (fig. 56), moyennement potassiques pour les moins siliceuses et riches en potassium pour les plus acides (fig. 57). Avec CaO compris entre 1,6 et 3,2 %, ce sont des granitoïdes riches en Ca. Le rapport  $K_2O/Na_2O$  est généralement inférieur à 1. Les caractères faiblement peralumineux et calciques ainsi que les faibles concentrations en  $P_2O_5$ , inférieures à 0,15 %, permettent de les considérer comme des granites de type I.

Les monzogranites à biotite (53, 35, 104) sont très acides, avec  $SiO_2 > 74$  %. Ils sont faiblement peralumineux (fig. 54), calco-alcalins (fig. 55), magnésiens (fig. 56), riches en CaO, avec 1,3 à 1,5 % de CaO, et riches en potassium (fig. 57), avec des rapports  $K_2O/Na_2O$  nettement supérieurs à 1. Ce sont aussi des granites de type I.

Dans le ternaire Rb-Sr-Ba (fig. 58), ces granitoïdes à biotite et amphibole ou à biotite seule apparaissent comme des granitoïdes non fractionnés, riches en Ca. Le rapport Rb/Sr est inférieur à 1 dans la majorité des roches à amphibole. Il est supérieur à 1 dans les monzogranites à biotite seule. Les rapports K/Rb, compris entre 187 et 296, sont des rapports crustaux communs.

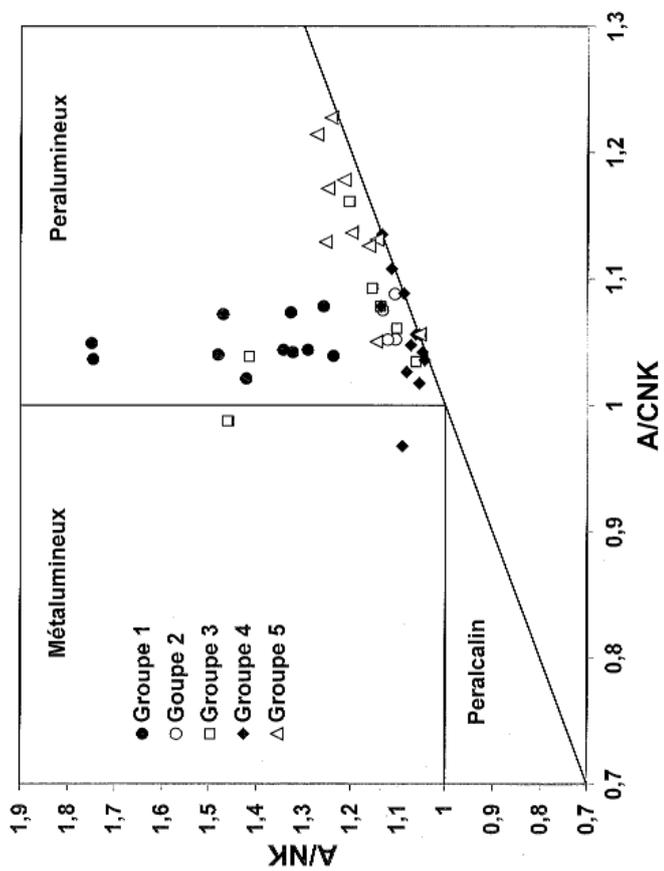


Fig. 54 - Diagramme des indices de Shand (Maniar et Piccoli, 1989) des filons clairs.  $A/NK = Al_2O_3/(Na_2O + K_2O)$ ,  $A/CNK = Al_2O_3/(CaO + Na_2O + K_2O)$  en proportions moléculaires

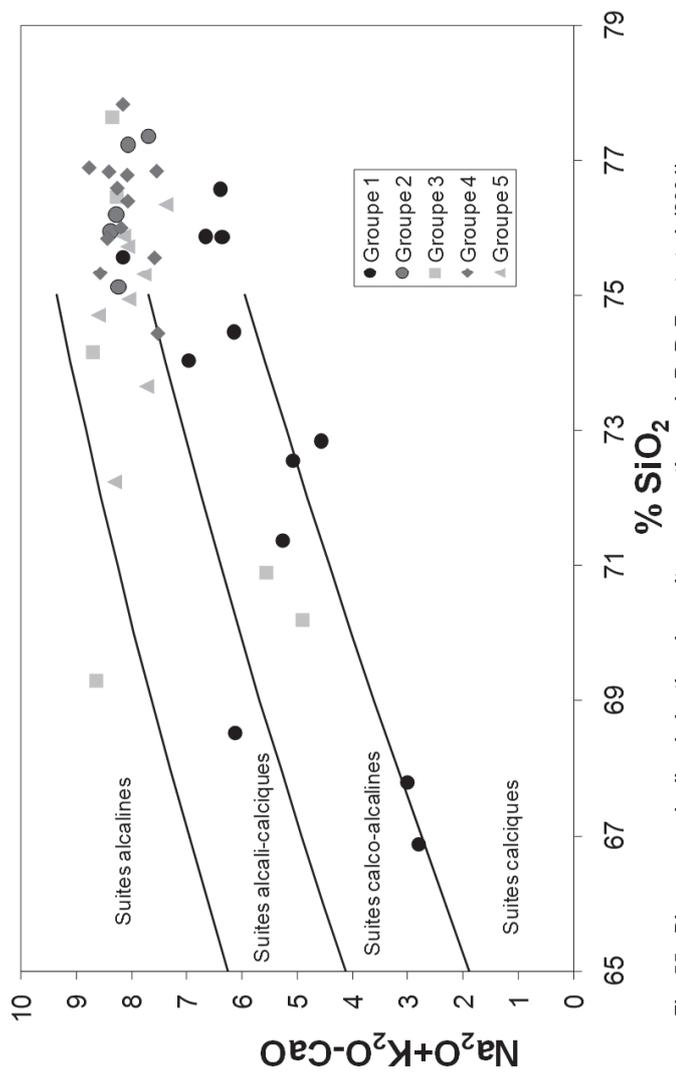


Fig. 55 - Diagramme de discrimination des suites magmatiques de B.-R. Frost et al. (2001)

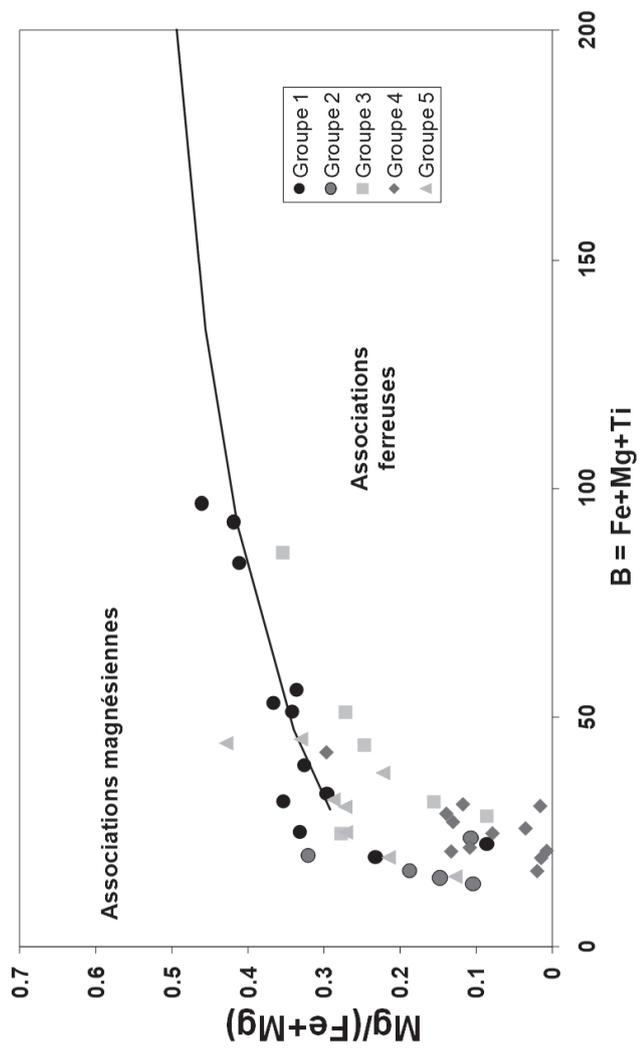


Fig. 56 - Diagramme cationique de F. Debon et P. Le Fort (1988) permettant de distinguer les associations magnétiques magnésiennes des associations ferreuses

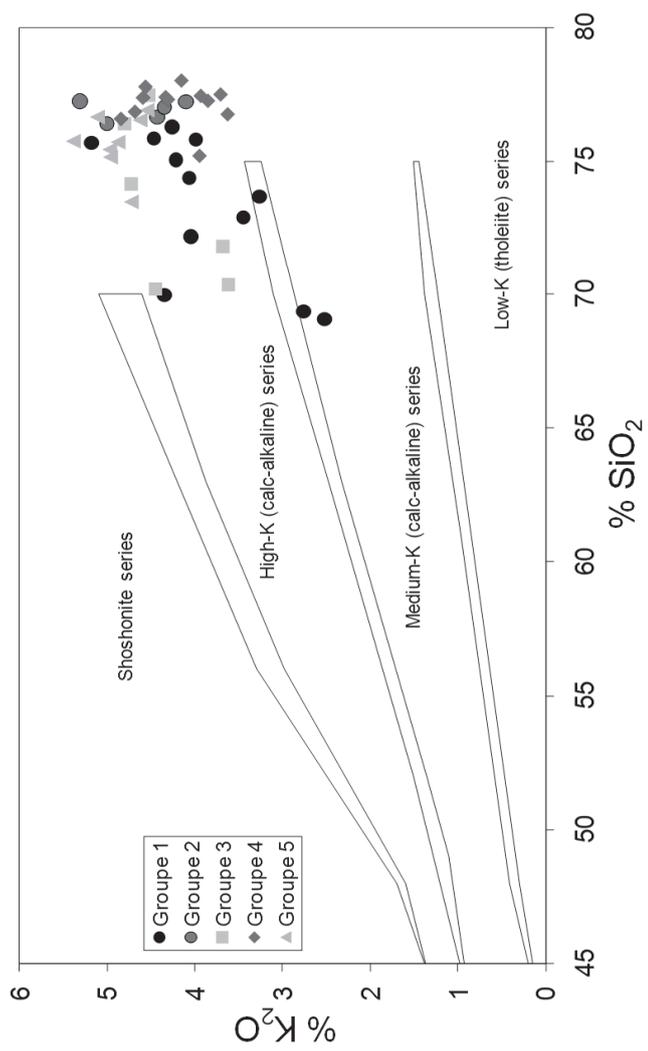


Fig. 57 - Subdivision des roches subalcalines dans le diagramme K<sub>2</sub>O vs SiO<sub>2</sub> de P.-C. Rickwood (1989)

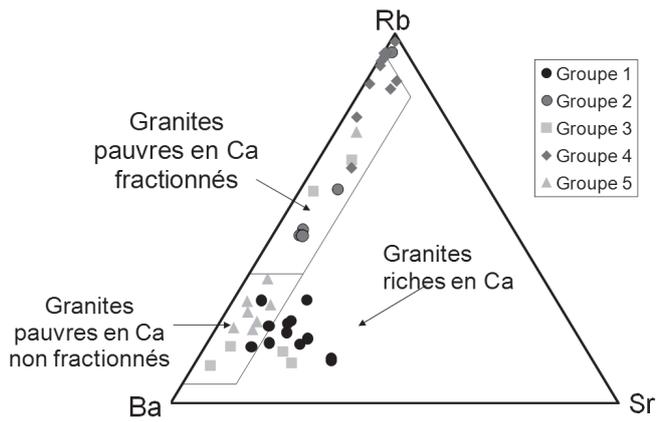


Fig. 58 - Ternaire Rb-Sr-Ba permettant de mettre en évidence le caractère fractionné ou non des granites et leur caractère calcique

Les spectres de REE normés aux chondrites de tous ces échantillons sont proches et globalement parallèles (fig. 59). Les concentrations en REE sont comprises entre 110 et 158 ppm pour les roches à amphibole et entre 68 et 90 ppm pour les roches à biotite seule. Les REE ont donc un comportement globalement compatible. Les spectres sont classiques pour des roches acides calco-alcalines, avec des LREE relativement peu fractionnées, des HREE concaves et des anomalies négatives en Eu modérées ( $Eu/Eu^*$  compris entre 0,8 et 0,5). La concavité des HREE augmente avec la silice et témoigne du fractionnement de l'amphibole avec éventuellement un peu de clinopyroxène.

Les spectres multiélémentaires normés au MORB sont aussi classiques pour des granitoïdes acides calco-alcalins, avec un fractionnement depuis les LILE jusqu'aux métaux de transition, des anomalies négatives fortes en Ta et Nb et une anomalie positive en Pb (fig. 60). La cristallisation et l'extraction de divers solides sont montrées par les anomalies négatives en Ba (biotite), Sr, Na, Eu et Ca (plagioclases), P (apatite), Ti et de V (oxydes Fe-Ti) et Co (biotite, amphibole). Des monzogranites à biotite seule présentent de petites anomalies négatives en Zr, signe d'un début de fractionnement de zircon. Enfin, deux échantillons à amphibole sont enrichis en Co et Ni, particulièrement 8(2), avec 55 ppm de Co et 45 ppm de Ni, à relier à une légère accumulation de hornblende et de biotite.

Dans le diagramme discriminant de J.-B. Whalen *et al.* (1987) (fig. 61), les points représentatifs de tous ces granitoïdes se distribuent entre les champs des granites M, I ou S. Dans le diagramme de J.-A. Pearce *et al.* (1984) et J.-A. Pearce (1996) (fig. 62), ils se projettent dans les domaines de VAG (Volcanic Arc Granites).

En conclusion, les granodiorites et monzogranites à biotite et amphibole ou à biotite seule ont les caractéristiques des granites de type I de marge continentale active. Ils forment une suite assez continue depuis les roches à amphiboles jusqu'à des roches à biotite seule par cristallisation fractionnée. Du point de vue géochimique, ces granitoïdes sont assez proches des granodiorites et monzogranites U2a-Gb de Sotta.

Granitoïdes calco-alcalins à biotite, non fractionnés, pauvres en Ca, de type pétrographique B

Ces granitoïdes comprennent un monzogranite (60), un syénogranite (41) et un granite à feldspaths alcalins (139) (fig. 53). Ils sont felsiques, entre 74 et 76 % de  $SiO_2$ , faiblement peralumineux (fig. 54), calco-alcalins (fig. 55), magnésiens pour les moins différenciés (fig. 56), pauvres en CaO et riches en potassium (fig. 57), avec des rapports  $K_2O/Na_2O > 1$ . Leurs concentrations en  $P_2O_5$  sont très basses, parfois en dessous de la limite de détection, ce sont également des granites de type I.

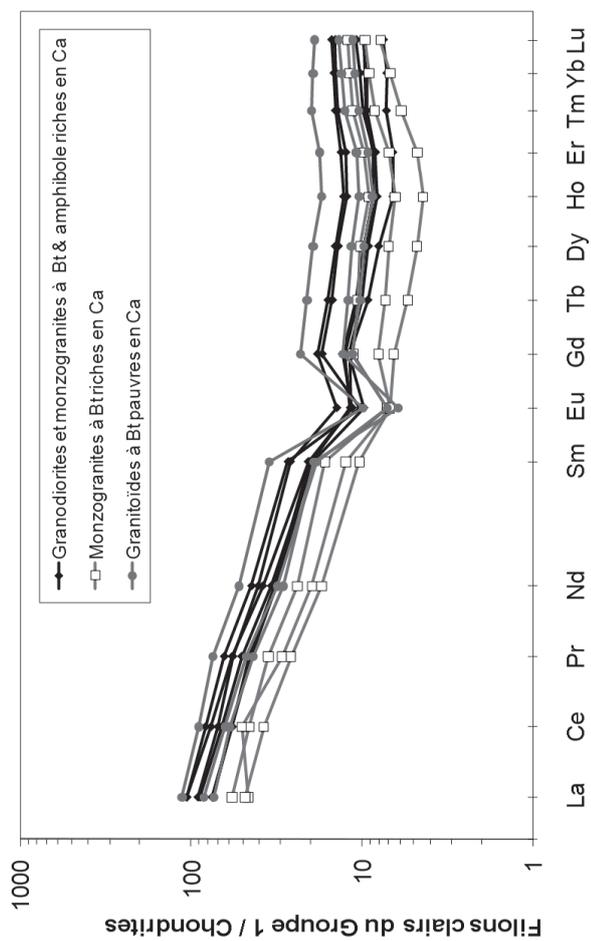


Fig. 59 - Spectres de Terres Rares normés aux chondrites des granites filoniens du groupe 1

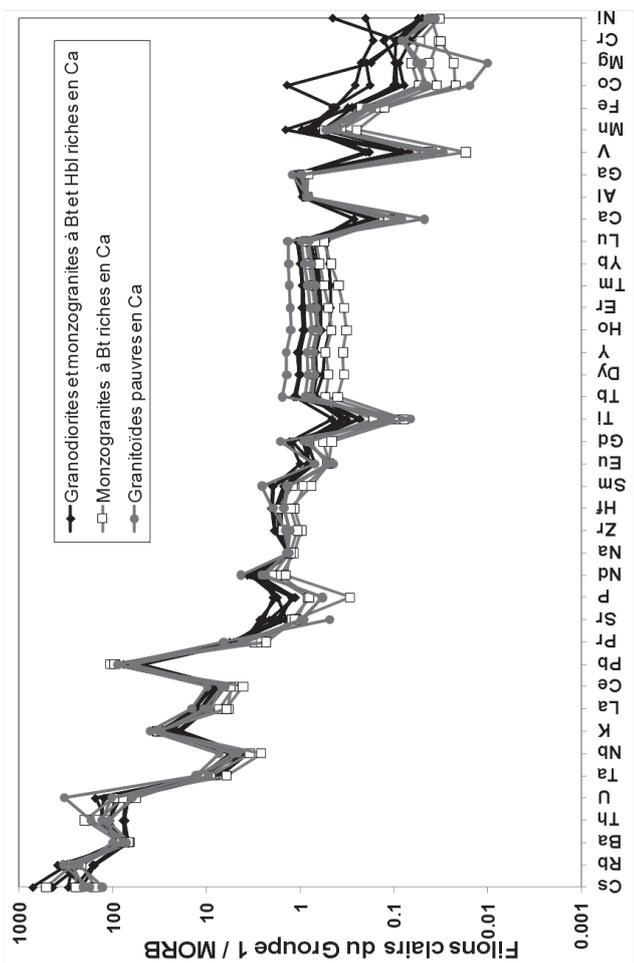


Fig. 60 - Diagrammes multiélémentaires normés au MORB des filons granitiques du Groupe 1

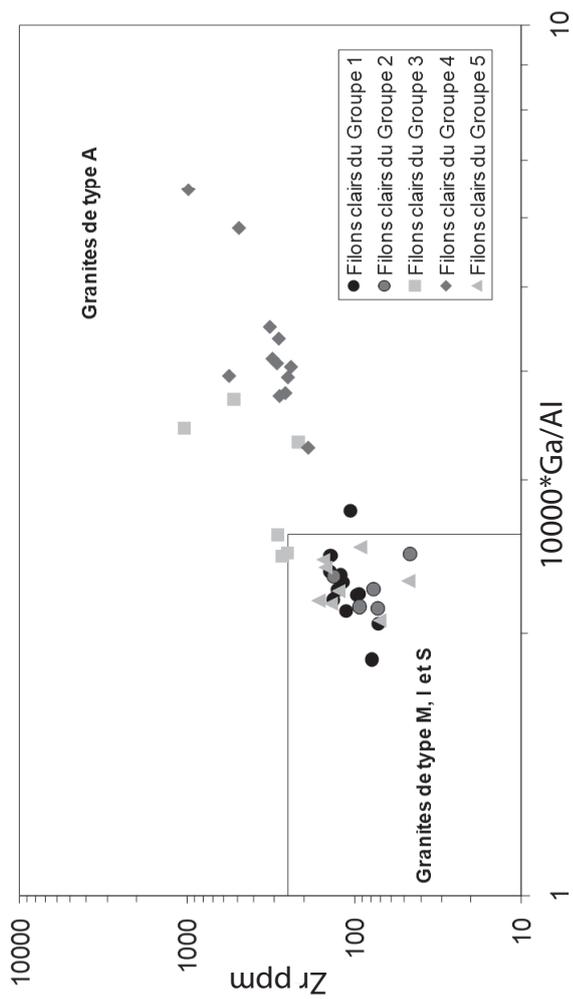
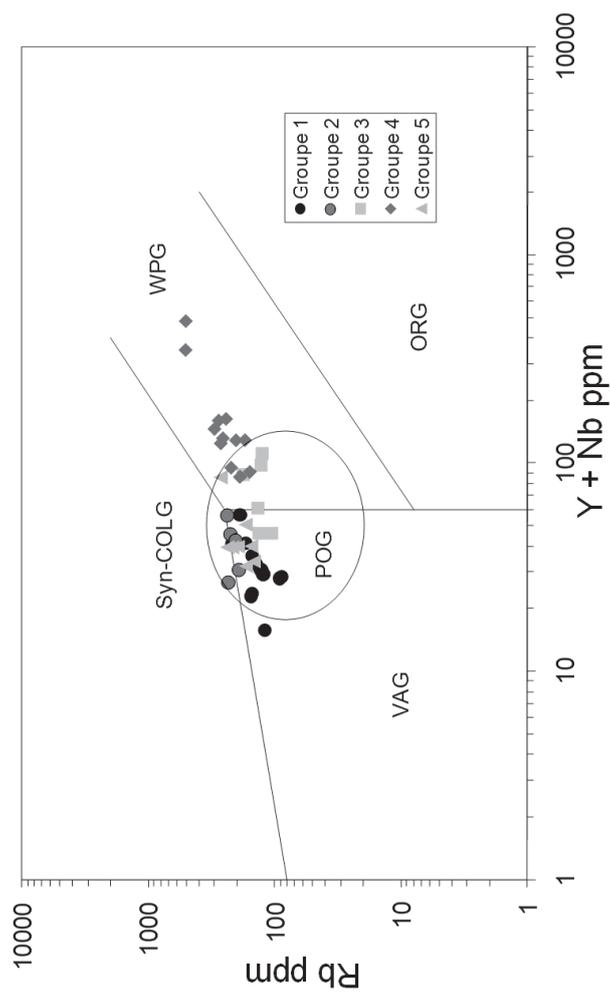


Fig. 61 - Diagramme discriminant de J.-B. Whalen *et al.* (1987)



**Fig. 62 - Diagramme discriminant de J.-A. Pearce et al. (1984) et J.-A. Pearce (1996).** Syn-COLG = Granites syn-collision ; WPG = Granites intraplaque ; ORG = Granites de dorsale océanique ; VAG = Granites d'arc volcanique ; POG = Granites post-orogénique

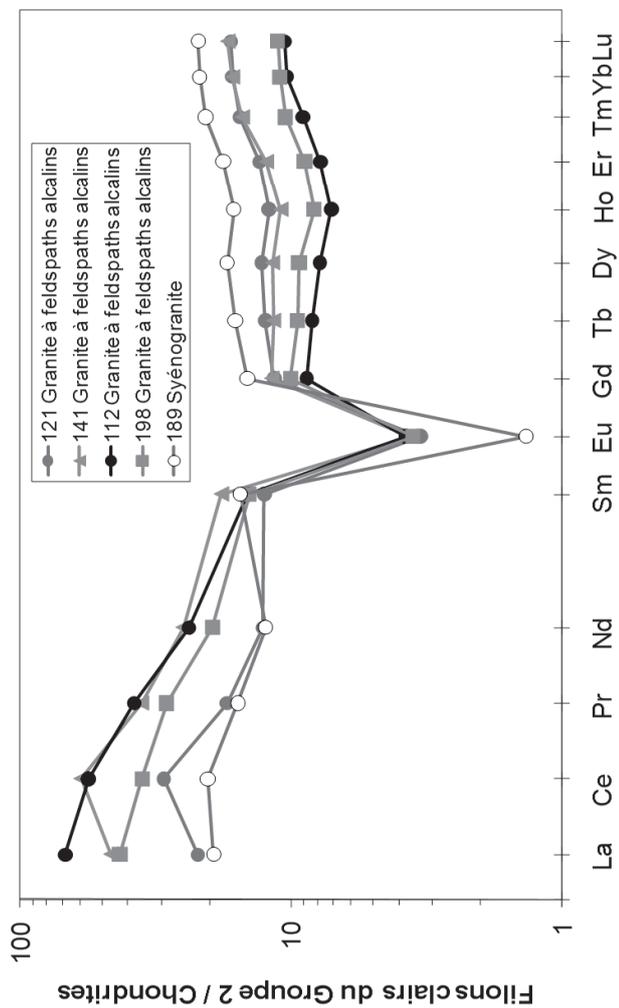


Fig. 63 - Spectres de Terres Rares normés aux chondrites des granites fractionnés pauvres en Ca du groupe 2

Dans le ternaire Rb-Sr-Ba, ils se situent dans le champ des granites non fractionnés pauvres en Ca (fig. 58). Le rapport Rb/Sr est nettement  $> 1$ . Les rapports K/Rb, compris entre 227 et 259 restent habituels.

Les spectres de REE sont proches de ceux des granodiorites et monzogranites à biotite et amphibole, avec une légère concavité des HREE et des anomalies en Eu un peu plus prononcées (fig. 59).

Les diagrammes multiélémentaires normés au MORB sont aussi très proches de ceux des granitoïdes à biotite et amphibole. Seules certaines anomalies négatives sont un peu plus prononcées (fig. 60).

Les points représentatifs de ces granitoïdes se répartissent dans les champs des VAG et des granites autres que de type A des diagrammes discriminants de J.-A. Pearce *et al.* (1984) (fig. 62) et de J.-B. Whalen *et al.* (1987) (fig. 61) à l'exception du syénogranite 139, qui a un rapport Ga/Al relativement élevé.

Ces granitoïdes apparaissent comme un peu plus évolués que ceux à biotite et amphibole et à biotite seule, mais ne semblent pas strictement cogénétiques avec ceux-ci. Par exemple, ils sont plus riches en REE alors que ces éléments semblent compatibles dans l'ensemble des échantillons. Ils doivent faire partie d'une suite parallèle issue d'une source de composition très proche. Ces granitoïdes sont aussi à rapprocher des granitoïdes U2a-Gb de Sotta.

• **Groupe 2. Les filons de granites felsiques très différenciés, pauvres en HFSE, REE et Ga**

Ce groupe comprend un syénogranite (189) et des granites à feldspaths alcalins (121, 141, 112, 198) (fig. 53), de type pétrographique B. Ce sont des granitoïdes felsiques, avec SiO<sub>2</sub> compris entre 75,1 et 77,4 %. Ils sont faiblement peralumineux (fig. 54), alcali-calciques (fig. 55), riches en fer (fig. 56), pauvres en Ca, riches en potassium (fig. 57) et avec des rapports K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O supérieurs à 1. Tous ces échantillons ont des concentrations en P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> inférieures à la limite de détection (0,015 %), ce qui suggère leur appartenance aux granites de type I, compte tenu de leur nature faiblement peralumineuse.

Dans le triangle Rb-Sr-Ba (fig. 58), ces roches se répartissent dans le domaine des granites fractionnés pauvres en Ca. Les concentrations en Rb sont typiques de ces granitoïdes, comprises entre 193 et 237 ppm. Les rapports K/Rb, compris entre 144 et 188, avec des valeurs inférieures à celles du Main trend (Shaw, 1968), sont aussi typiques des granites fractionnés. Les rapports Rb/Sr sont élevés, supérieurs à 6,6.

Dans ce groupe, les concentrations en REE sont basses, comprises entre 56 et 101 ppm. La géométrie des spectres de REE normés aux chondrites est très particulière (fig. 63). Les LREE sont peu fractionnées, avec (La/Sm)<sub>N</sub> compris

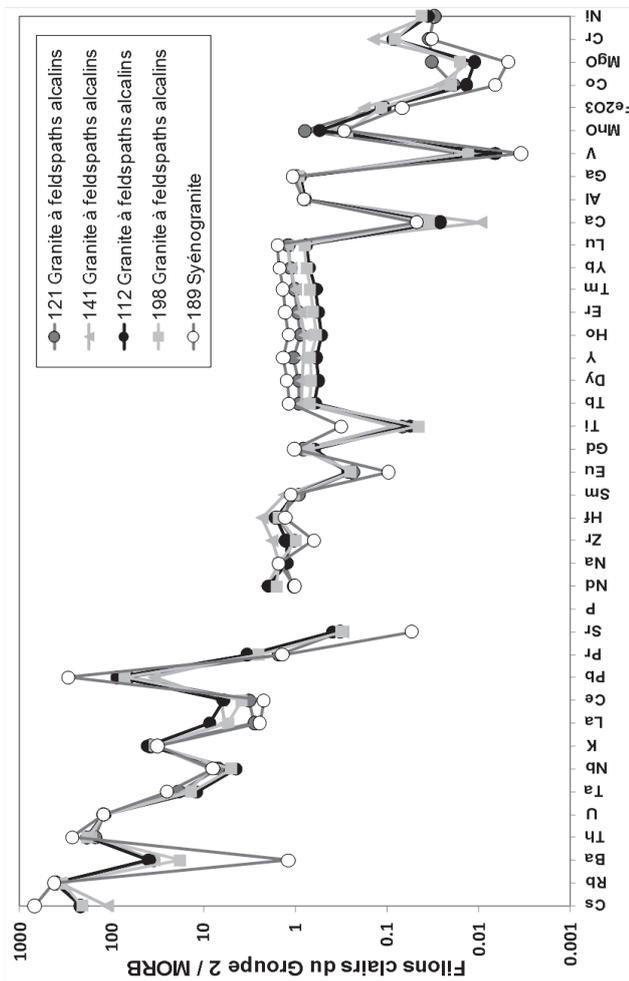


Fig. 64 - Diagrammes multiélémentaires normés au MORB des granites fractionnés pauvres en Ca du groupe 2

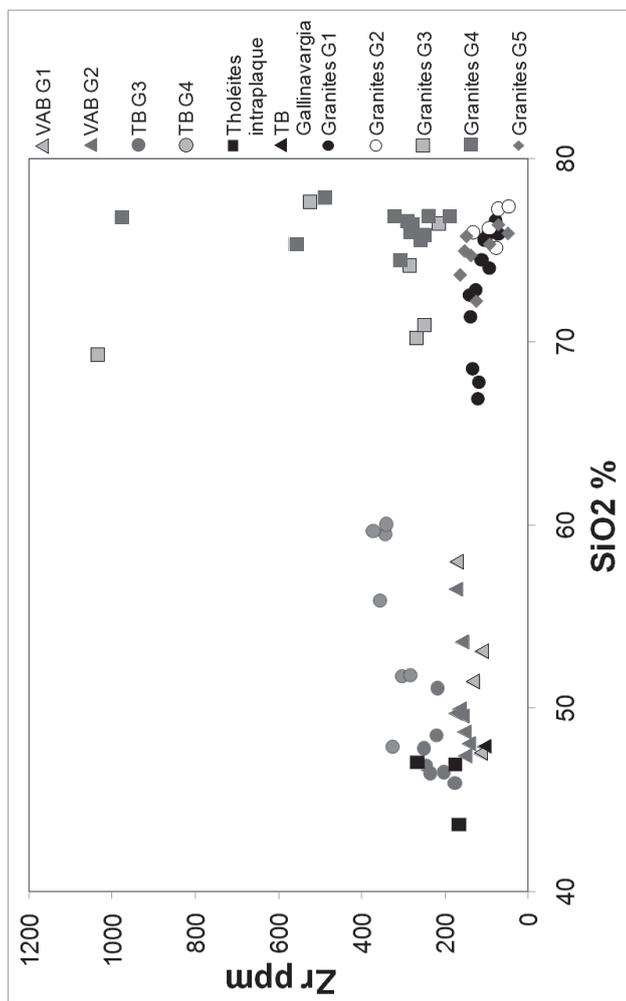


Fig. 65 - Diagramme Zr versus SiO<sub>2</sub> mettant en évidence les différents groupes magmatiques constituant la « province bimodale » filonienne tardi-hercynienne de la feuille de Sotta – Bonifacio

entre 1,3 et 4,7, correspondant probablement au fractionnement d'allanite. Les HREE ont des pentes positives avec  $(Gd/Yb)_N$  toujours inférieur à 1, compris entre 0,7 et 0,9. Les anomalies en europium deviennent importantes avec  $Eu/Eu^*$  compris entre 0,1 et 0,3. Les convexités qui commencent à se dessiner dans ces spectres ébauchent un effet tétrade incipient. On retrouve les spectres de type « mouettes battant des ailes » des intrusions U2b.

Les spectres multiélémentaires normés au MORB sont plus fractionnés que ceux des granitoïdes calco-alcalins et présentent des anomalies négatives plus fortes, particulièrement en Ba, Sr, P, Zr, Eu, Ti, Ca et V (fig. 64).

Un point très important est que ces granites à feldspaths alcalins se répartissent dans les champs des VAG et des granites autres que de type A des diagrammes discriminants, tout comme les filons calco-alcalins du groupe 1 (fig. 61 et 62). Un autre point important est que, dans les diagrammes de Harker, ces granites différenciés prolongent les tendances des granitoïdes du groupe 1 (fig. 65). Il pourrait donc être possible que ces granitoïdes du groupe 2 soient issus par cristallisation fractionnée de ceux du groupe 1. En tous cas, les filons des groupes 1 et 2 présentent « un air de famille ».

En fait, nous avons vu que les filons du groupe 1 sont géochimiquement proches des massifs U2a-Gb étudiés précédemment. Les filons du groupe 2 eux, sont géochimiquement proches des intrusions U2b. On se trouve dans une problématique déjà traitée à propos des relations génétiques possibles entre les intrusions U2a et les intrusions U2b.

Dans le cas de ces intrusions, nous avons conclu que les granites fractionnés doivent être des produits de fusion partielle de granodiorites calco-alcalines antérieures. La même hypothèse peut être avancée pour la genèse des filons du groupe 2. L'étude isotopique Sm-Nd permettrait de tester plus avant cette hypothèse.

### **• Groupe 3. Les filons de granitoïdes calco-alcalins relativement riches en HFSE, REE et Ga et leurs produits dérivés**

Nous avons regroupé dans cet ensemble une granodiorite (23) et un monzogranite (46) à biotite et amphibole de type pétrographique A1, et quatre granites à feldspaths alcalins de type pétrographique B (114-203), C1 (101, 98).

#### La granodiorite et le monzogranite à biotite et amphibole de type pétrographique A1

Les roches à amphibole sont acides, avec une concentration en silice comprise entre 70 et 71 %. La granodiorite est métalumineuse et le monzogranite faiblement peralumineux (fig. 54). Tous les deux sont calco-alcalins (fig. 55),

plus riches en Fe que leurs équivalents du groupe 1 (fig. 56), riches en potassium (fig. 57), mais avec des rapports  $K_2O/Na_2O$  nettement inférieurs à 1, et riches en Ca ( $CaO = 2,1$  et  $2,8\%$ ). Les valeurs faibles des rapports A/CNK et la pauvreté en  $P_2O_5$  indiquent que ces granitoïdes sont de type I.

Les points représentatifs de ces roches se projettent dans le champ des granites non fractionnés riches en Ca du ternaire Rb-Sr-Ba (fig. 58). Les rapports Rb/Sr sont nettement inférieurs à 1. Les rapports K/Rb sont de l'ordre de celui du Main trend (226 et 283).

Avec 183 et 187 ppm, les concentrations en REE sont nettement plus élevées que celles des granodiorites et monzogranites à amphibole du groupe 1. Mais la géométrie des spectres normés aux chondrites est très proche de celle des spectres du groupe 1, avec un fractionnement  $(La/Yb)_N$  de 7,5, un rapport  $(La/Sm)_N$  de 3,2, un rapport  $(Gd/Yb)_N$  de 1,5 et un rapport  $Eu/Eu^*$  de 0,6. Les roches à amphibole des groupes 1 et 3 ont des spectres parallèles (fig. 59 et 66), ceux du groupe 3 ayant simplement des facteurs d'enrichissement nettement plus élevés que ceux du groupe 1.

Les diagrammes multiélémentaires normés au MORB sont proches de ceux des roches à amphibole du groupe 1, avec des anomalies négatives en Ba, Sr, P, Na, Eu, Ti, Ca, et V modérées (fig. 67).

Dans les diagrammes discriminants, les deux échantillons à biotite et amphibole restent cantonnés dans les champs des granites de type I et des VAG (fig. 61 et 62).

Au total, la granodiorite et le monzogranite à amphibole du groupe 3 sont proches de leurs équivalents du groupe 1, mais plus riches en HFSE, REE et Ga.

#### Les granites à feldspaths alcalins de type pétrographique B, C1.

Les granites 114, 101 et 98 sont felsiques, avec des teneurs en silice comprises entre 74 et 78 %. Ils sont faiblement peralumineux (fig. 54), alcali-calciques (fig. 55), riches en fer (fig. 56), riches en potassium (fig. 57), avec des rapports  $K_2O/Na_2O$  supérieurs à 1, enfin, ils sont pauvres en Ca ( $CaO < 0,4$ ) et en  $P_2O_5$  ( $< 0,1\%$ ). Il s'agit donc de granites évolués de type I.

Le granite 203 semble avoir eu une histoire complexe. Il comprend des agrégats de plagioclases avec des fantômes de minéraux colorés (amphiboles ?) et des minéraux accessoires, peut-être énalogènes. Des zircons de grande taille, automorphes et sans noyau apparent au microscope optique, sont abondants. Enfin il est fortement peralumineux en liaison avec une altération hydrothermale. Ce granite est acide (69,3 % de  $SiO_2$ ), riche en fer, riche en

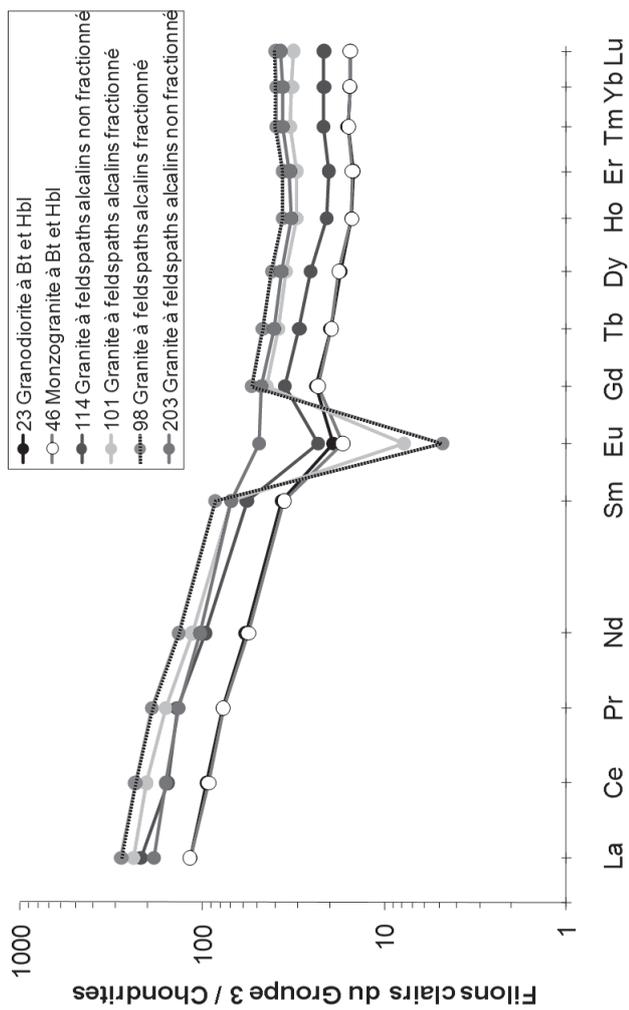


Fig. 66 - Spectres de Terres Rares normés aux chondrites des filons clairs du groupe 3

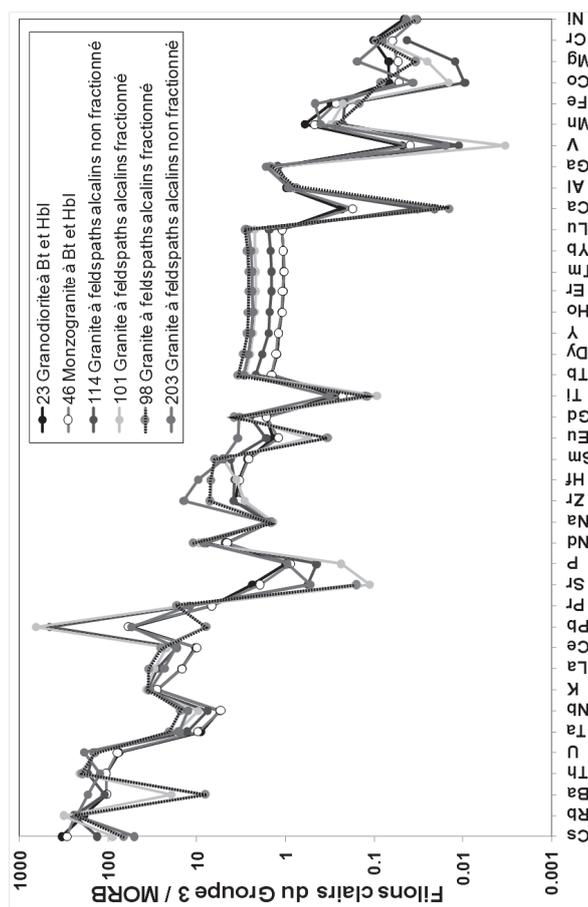


Fig. 67 - Diagrammes multiélémentaires normés au MORB des filons clairs du Groupe 3. L'anomalie positive en Zr et Hf de l'échantillon 203 traduit une accumulation de zircon observable en lame mince

potassium, mais avec un rapport  $K_2O/Na_2O$  inférieur à 1. Il est pauvre en Ca, mais il est vraisemblable que lors de l'altération hydrothermale, le Ca a été remplacé par du Na (albitisation) d'où la forte concentration en Na et l'apparent caractère alcalin de ce granite ( $Na_2O + K_2O = 8,9\%$ ).

D'après le ternaire Rb-Sr-Ba, les échantillons 114 et 203 sont des granites non fractionnés pauvres en Ca, alors que les échantillons 101 et 98 sont fractionnés et également pauvres en Ca (fig. 58). Les rapports Rb/Sr sont élevés, toujours nettement supérieurs à 1. Les rapports K/Rb sont normaux pour des roches non ou peu fractionnées, compris entre 224 et 299.

Ces granites à feldspaths alcalins sont riches en REE, avec des concentrations comprises entre 312 et 448 ppm. Le spectre normé aux chondrites de 203 est parallèle aux spectres des granites à amphibole, avec, comme eux, une faible anomalie en Eu. Les autres sont aussi parallèles, mais avec des anomalies en Eu fortes,  $Eu/Eu^*$  étant alors compris entre 0,07 et 0,5. Sur la base des spectres de REE, les échantillons à fortes anomalies négatives en Eu peuvent être considérés comme des produits dérivés des granites à amphibole par cristallisation fractionnée (fig. 66).

Le spectre multiélémentaire normé au MORB du granite non fractionné pauvre en Ca (114) est un peu plus évolué que ceux des granites à amphibole, mais très proche de ceux-ci. En particulier, l'anomalie en Ba est très modeste (fig. 67). L'autre granite non fractionné pauvre en Ca (203) est un peu plus différencié, mais sans anomalie en Ba et avec une anomalie négative en Ca exagérée par l'altération hydrothermale. La caractéristique très inhabituelle de ce spectre est de présenter des anomalies positives en Zr et Hf qui indiquent une accumulation de zircons. Les deux spectres de granites fractionnés pauvres en Ca 101 et 98 sont très différenciés, avec de grandes anomalies négatives en Ba, Sr, P, Na, Eu, Ti, Ca, V et Co. Zr et Hf doivent être encore incompatibles puisqu'il n'y a pas d'anomalies négatives en ces éléments. Dans tous ces spectres, les facteurs d'enrichissement du Ga sont nettement plus élevés que ceux de l'Al.

Les diagrammes multiélémentaires des granites du groupe 3 montrent sans ambiguïté que Rb, Th, U, Ta, Nb, K, REE, Zr, Hf et Ga ont un comportement incompatible pendant l'étape de cristallisation fractionnée.

Dans les diagrammes discriminants (fig. 61 et 62), l'échantillon 114 reste dans les champs des VAG et des granites de type I. Les échantillons 203, 101 et 98 se distribuent dans les champs des granites intraplaque, mais de fait nous les interprétons comme des granites felsiques I différenciés dans lesquels le Ga, les REE et les HFSE restent incompatibles pendant tout le processus de cristallisation fractionnée.

En conclusion, les granitoïdes du groupe 3 sont issus d'une souche calco-alcaline riche en HFSE, REE et Ga. La suite qu'ils constituent évolue principalement par cristallisation fractionnée, les HFSE, REE et Ga ayant toujours un comportement incompatible.

De tels granitoïdes et de tels comportements des éléments incompatibles ne sont pas connus parmi les intrusions plus anciennes U2a.

**• Groupe 4. Les filons de granites felsiques riches en HFSE, REE trivalentes et Ga, intraplaque (WPG ou granites alumineux subsolvus de type A)**

Nous avons rassemblé dans ce groupe :

– les granites à feldspaths alcalins de type pétrographique C1, soit faiblement peralumineux (346, 251, 230, 268, 339, 17(2), 115) à annite, soit fortement peralumineux à deux micas (267, 269) ;

– le syénogranite métalumineux (105) et les granites à feldspaths alcalins faiblement peralumineux (324, 331) de type pétrographique C2, caractérisés par la présence d'une ferro-amphibole bleue aux cotés de l'annite (déterminations optiques).

Tous ces granites peuvent renfermer de la fluorite primaire ou secondaire, cette dernière cristallisée au cours de l'altération hydrothermale.

Tous ces granites ont des compositions chimiques si proches que l'on peut les traiter ensemble. Ce sont des granites felsiques, avec des concentrations en SiO<sub>2</sub> comprises entre 74,4 et 77,8 % et des DI compris entre 93 et 97,8. L'alumine est basse, autour de 12,3 %, toutes les roches sont faiblement peralumineuses à l'exception d'un syénogranite métalumineux (105) et de deux granites fortement peralumineux (267, 269) (fig. 54). Ils sont alcali-calciques (fig. 55). Ils sont riches en fer (fig. 56), les concentrations en MgO sont basses, inférieures à 0,5 %, parfois même en-dessous du seuil de détection (268). Ils sont pauvres en Ca (< 0,8 %) parfois même en-dessous du seuil de détection de CaO (251, 331, 267). Ils sont riches en K (fig. 57), mais avec des rapports K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O compris entre 0,8 et 1,2. À l'exception des deux échantillons les moins acides (105, 346), toutes les roches ont des concentrations en P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> inférieures au seuil de détection. Enfin, ce sont des granitoïdes relativement secs, avec une perte au feu moyenne de 0,6 % et pouvant descendre jusqu'à 0,2 %.

Dans le ternaire Rb-Sr-Ba, tous les granites du groupe 4 sont fractionnés et pauvres en Ca (fig. 58). Les rapports Rb/Sr sont élevés à très élevés, supérieurs à 7,4. Les rapports K/Rb sont bas, compris entre 219 et 60, à l'exception de l'échantillon 331 qui est sur le Main trend. Les granites du groupe 4 sont donc manifestement très fractionnés.

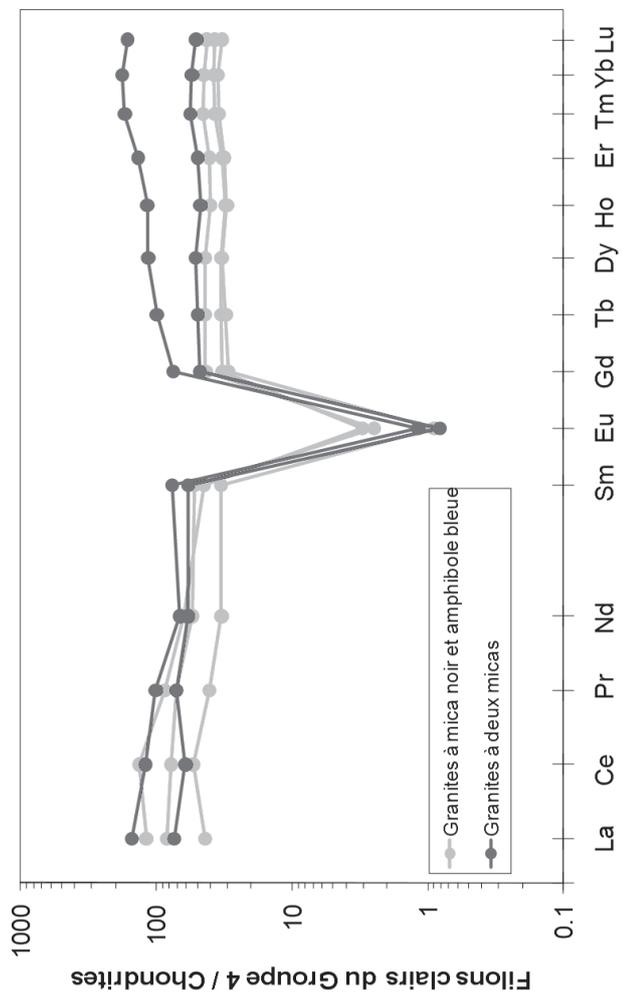


Fig. 68 - Spectres de Terres Rares normés aux chondrites du syénogranite et des granites à feldspaths alcalins du groupe 4 à annite et ferro-amphiboles bleues ou à deux micas

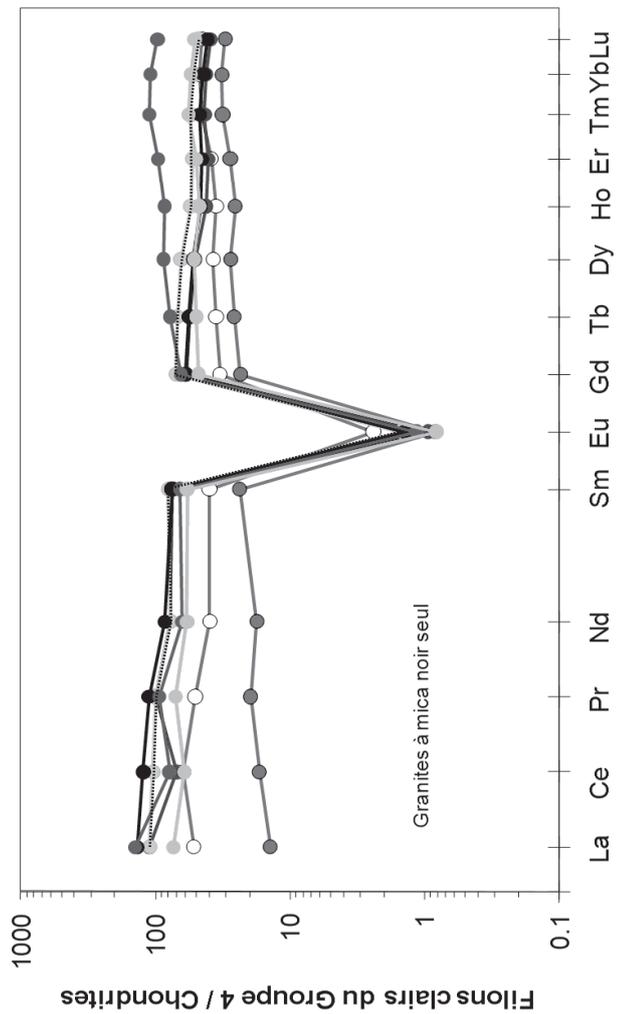


Fig. 69 - Spectres de Terres Rares normés aux chondrites des granites à feldspaths alcalins du groupe 4 à annite seule

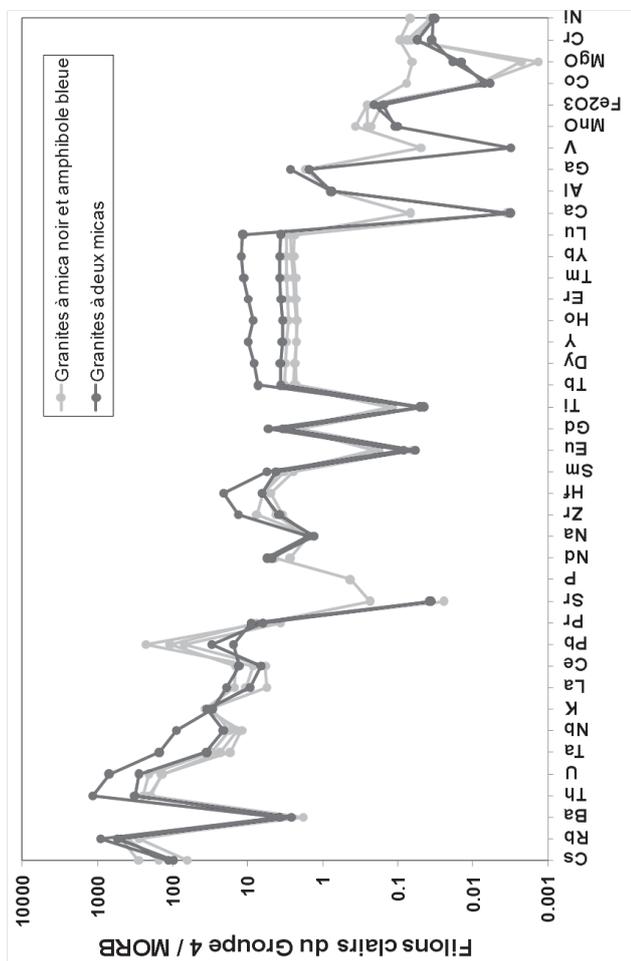


Fig. 70 - Diagrammes multiélémentaires normés au MORB des granites du Groupe 4 à annite et ferro-amphiboles ou à deux micas

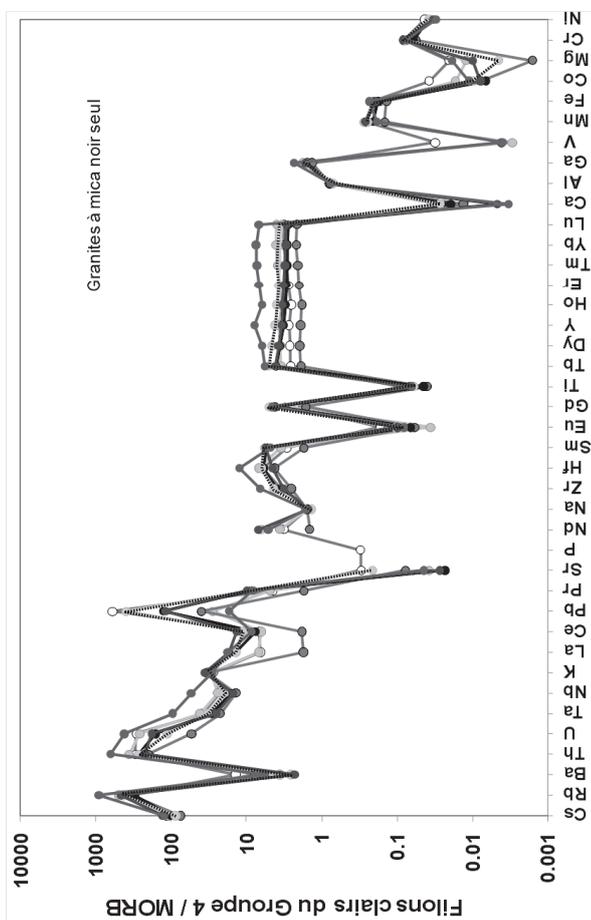
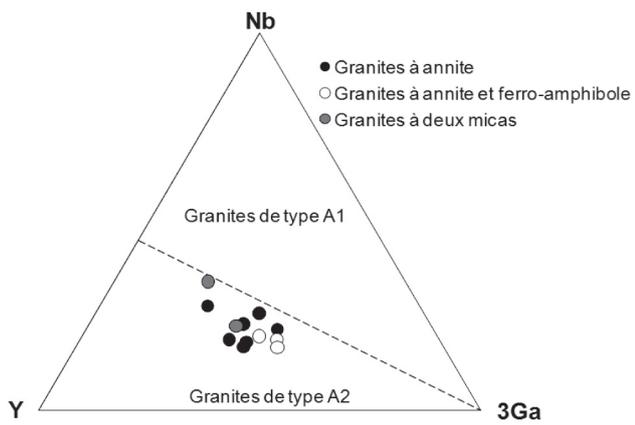


Fig. 71 - Diagrammes multiélémentaires normés au MORB des granites à annite seule du Groupe 4



**Fig. 72 - Ternaire Nb-3Ga-Y de G.-N. Eby (1992) permettant de discriminer les granites de type A1 juvéniles, des granites de type A2 d'origine crustale ou à forte composante crustale**

À une exception près (230), les concentrations en REE sont parmi les plus élevées des roches filoniennes granitiques (entre 127 et 274 ppm) alors que les concentrations en Eu sont les plus basses (0,1 ppm en moyenne). Les spectres de REE normés aux chondrites sont du type sub-plat, avec une très forte anomalie négative en Eu, typiques des granites fractionnés. Certains montrent des LREE à pente positive, évoquant le fractionnement de l'allanite. Les facteurs d'enrichissement des HREE peuvent être importants, l'Yb peut atteindre jusqu'à 177 fois les chondrites. Les spectres des granites à ferro-amphibole bleue et annite (fig. 68) sont semblables à certains spectres de granites à annite seule (fig. 69). De même les spectres des granites à deux micas sont proches de ceux de certains granites à annite seule (fig. 68).

Les diagrammes multiélémentaires normés au MORB sont caractéristiques de granitoïdes fortement différenciés (fig. 70 et 71). Les anomalies négatives habituelles sont très fortes, Ba/Ba\* peut atteindre 0,004 et Sr/Sr\* 0,003, et plusieurs éléments, Ca, Mg, P, Ba, Sr, V, et Ni ont des concentrations parfois inférieures aux seuils de détection. *A contrario*, les éléments incompatibles peuvent atteindre des concentrations très élevées : dans deux échantillons (115, 269), l'augmentation en Ta et Nb au cours de la cristallisation fractionnée arrive à effacer les anomalies négatives d'origine. À deux exceptions près, tous ces granites ont des rapports (La/Nb)<sub>N</sub> inférieurs à 1 et des rapports Zr/Hf nettement inférieurs au rapport chondritique de 38, compris entre 19 et 26. Tous ces granitoïdes résultent donc d'une cristallisation fractionnée extrême.

Dans les diagrammes discriminants, les granites du groupe 4 se distribuent sans exception dans les domaines des WPG et des granites de type A (fig. 61 et 62). Plus précisément dans le domaine des granites de type A2 de Eby (1992) (fig. 72), qui ont une forte composante crustale.

Bien sûr, il n'est pas facile de discriminer les granites felsiques de type I, des granites felsiques de type A, lorsqu'ils sont très fractionnés et que l'on ne connaît pas les magmas parents acides ou intermédiaires (King *et al.*, 2001). Cependant les granites les moins acides du groupe 4 sont plus riches en éléments incompatibles que les granites différenciés du groupe 3 à silice égale. Leurs magmas parents doivent être aussi riches en éléments incompatibles et donc être de type A. De tels magmas parents sont interprétés comme des produits de fusion partielle à haute température de sources quartzo-feldspathiques infracrustales réfractaires, pauvres en eau et avec des rapports Fe/Mg élevés (King *et al.*, 2001).

Des granites alumineux subsolvus de type A sont connus plus au Nord de la région étudiée, comme le granite de Tana (Poitrasson *et al.*, 1994). Beaucoup de similitudes, en particulier au niveau des éléments majeurs existent entre les filons du groupe 4 et le granite de Tana. Il n'en est pas de même cependant pour la majorité des éléments incompatibles, les granites filoniens étant plus riches en

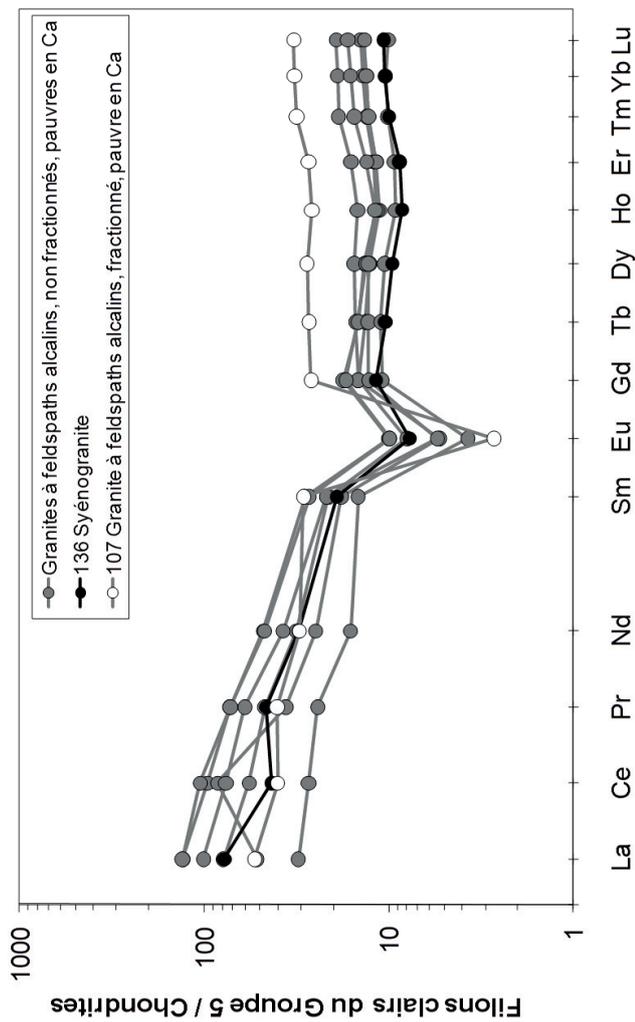


Fig. 73 - Spectres de Terres Rares normés aux chondrites des granites fortement peralumineux du groupe 5

éléments incompatibles que le granite de Tana. Par exemple, la moyenne en zirconium du granite de Tana est de 128 ppm alors que celle des granites du groupe 4 est de 371 ppm.

Une telle différence confirme que les filons de granites du groupe 4 sont bien des granites de type A alumineux subsolvus.

**• Groupe 5. Les filons de granites fortement peralumineux, pauvres en HFSE, REE et Ga**

Nous avons rassemblé dans ce groupe un syénogranite (136) et des granites à feldspaths alcalins (68, 312, 159, 69, 185, 59, 107) fortement peralumineux (fig. 54), de type pétrographique B. Ce sont des roches acides à très acides, avec des concentrations en  $\text{SiO}_2$  comprises entre 72,2 et 76,4 %. Les roches les plus primitives sont magnésiennes, les autres sont ferreuses (fig. 56). Les échantillons analysés sont alcali-calciques (fig. 55), pauvres en calcium ( $\text{CaO} < 0,65\%$ ) et riches en potassium (fig. 57). Les rapports  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  sont toujours nettement supérieurs à 1. Les concentrations en phosphore sont faibles, souvent en-dessous de la limite de détection. Malgré leur caractère fortement peralumineux, alcali-calcique et pauvre en Ca, ces granites du groupe 5 ne peuvent pas être considérés comme appartenant aux granites de type S à cause de leur pauvreté en phosphore. D'un autre côté, ce ne peut pas être des granites de type I ou A à cause de leur caractère fortement peralumineux. À ce stade, on peut inférer que ce sont des granitoïdes hybrides avec une composante sédimentaire importante.

Les granites du groupe 5 se répartissent dans le champ des granites non fractionnés pauvres en Ca du ternaire Rb-Sr-Ba, à l'exception de l'échantillon 107, qui est fractionné et aussi pauvre en Ca (fig. 58). Les rapports Rb/Sr sont élevés, toujours supérieurs à 2. Les rapports K/Rb sont proches du rapport chondritique (250) à l'exception de l'échantillon fractionné 107 dont le rapport K/Rb est réduit à 150. Dans l'ensemble, malgré leurs caractères alcali-calcique et potassique et leur faible teneur en Ca, ces granites ne sont pas fractionnés.

Les concentrations en REE sont comprises entre 100 et 186 ppm. Les spectres normés aux chondrites sont peu fractionnés, avec  $(\text{La}/\text{Yb})_N$  compris entre 2,7 et 9,9 (fig. 73). Les LREE sont faiblement fractionnées avec  $(\text{La}/\text{Sm})_N$  compris entre 1,8 et 4,8. Les HREE sont plates avec un rapport  $(\text{Gd}/\text{Yb})_N$  compris entre 0,8 et 1,3. Les anomalies négatives en Eu sont nettes, mais modestes, avec des rapports  $\text{Eu}/\text{Eu}^*$  compris entre 0,1 et 0,5. Certains spectres de HREE sont très légèrement concaves, insinuant un fractionnement de hornblende avant l'acquisition du caractère fortement peralumineux. Des spectres de ce type sont habituels dans des roches acides calco-alcalines. Dans les granites S typiques,

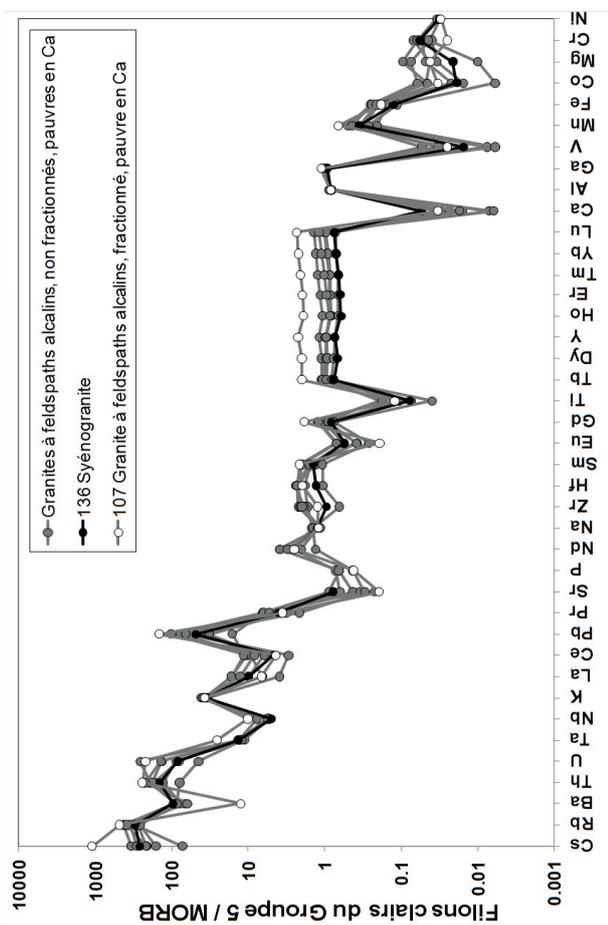


Fig. 74 - Diagrammes multiélémentaires des granites fortement peralumineux du Groupe 5

les HREE sont généralement fractionnées et il n'y a jamais traces de fractionnement de pyroxène ou d'amphibole.

Les diagrammes multiélémentaires normés au MORB sont d'un type habituel pour des roches acides ou felsiques non ou peu fractionnées (fig. 74). Les anomalies négatives sont contrôlées par la biotite (Ba), la biotite et éventuellement la hornblende (Co), le plagioclase (Sr, Na, Eu, Ca), l'apatite et/ou la monazite (P), le zircon (Zr) et les oxydes Fe-Ti (Ti, V).

Dans les diagrammes discriminants, les granites du groupe 5 restent cantonnés dans les domaines des VAG où des granites I ou S non fractionnés (fig. 61 et 62).

Les compositions chimiques de ces granites rappellent celles des granites à deux micas acides ou felsiques des suites de granites à biotite et cordiérite (Granites de type Guéret, Stussi et de la Roche, 1984). Les composants de cette suite sont interprétés comme des granitoïdes hybrides, calco-alcalins et métalumineux à l'origine et évoluant vers des granites fortement peralumineux et alcali-calciques par assimilation de métasédiments pélitiques suivant un processus d'AFC (Assimilation et Cristallisation Fractionnée, S. Fourcade *et al.*, 2001).

#### • **Conclusions sur la géochimie des filons du pôle acide**

Les filons clairs tardifs de la feuille de Sotta – Bonifacio peuvent être divisés en 5 groupes de compositions chimiques différentes.

Trois groupes filoniens ont des compositions chimiques proches de celles de certains massifs granitiques corses. Les filons du groupe 1 sont proches des intrusions de granitoïdes U2a. Les filons du groupe 2 sont proches des plutons de granite U2b. Enfin les filons du groupe 4 sont proches des granites alumineux subsolvus de type A, comme le massif de Tana. Les mêmes sources et les mêmes processus pétrogénétiques peuvent donc être mis en jeu pour engendrer des intrusions ou des filons, parfois au cours de périodes différentes : les intrusions U2a et U2b étant plus anciennes que les filons équivalents.

Des massifs granitiques classiques de Corse n'ont pas d'équivalents filoniens dans la région étudiée. C'est le cas de l'ensemble magnésio-potassiques (Orsini, 1980) et des plutons de type A peralcalins ou alumineux hypersolvus (Poitrasson *et al.*, 1995).

Enfin, les filons fortement peralumineux du groupe 5 n'ont pas d'équivalents plutoniques en Corse, alors qu'ils peuvent être très abondants dans d'autres segments de la chaîne hercynienne d'Europe.

Souvent négligée, l'étude des filons granitiques tardifs est complémentaire de celle des plutons et elle peut nous renseigner sur l'extension géographique des sources fertiles et sur leurs conditions de fusion.

### **Tectonique cassante du socle ancien : son influence sur les structures géologiques et les caractères morphologiques régionaux**

Le secteur de Sotta – Bonifacio, comme la totalité du bloc corso-sarde à été affecté par une intense fracturation (Arthaud et Matte, 1975). Il en résulte, sur le plan cartographique, l'existence d'un réseau relativement dense d'accidents tectoniques qui découpent le socle hercynien en blocs de taille variable. Ces accidents se voient bien en photos aériennes, comme en photos satellitaires et les plus importants peuvent être suivis sur le terrain sur des distances plurikilométriques. Ils sont matérialisés par des zones de broyage et parfois soulignés par la présence de quartz filonien (au Nord de la plage de Balistra, sur les hauteurs qui dominent le lac de Sainte-Lucie rive gauche, en contrebas du village de Figari, *etc*).

Pour l'essentiel, le réseau est organisé en deux familles :

- un premier groupe d'accidents de direction principalement N45 mais pouvant évoluer vers N20 ;
- un deuxième groupe N60-70.

Pour être complet, il faut y ajouter quelques directions N90 à N110 très peu fréquentes.

L'histoire tectonique de ces linéaments est difficile à définir à cause de la rareté, voire l'absence d'arguments de datation. Elle est certainement longue et complexe. À l'échelle du bloc corso-sarde, elle démarre postérieurement à la mise en place des intrusions structurées N140 et probablement de façon contemporaine de celle des plutons leucocrates (280 Ma) dont la disposition NE-SW dans l'ensemble du batholite paraît guidée par les grands accidents de même direction (Orsini, 1980). Le caractère polyphasé de cette tectonique cassante est reconnu. Ces grandes failles auraient joué à l'Alpin (Maluski *et al.*, 1973) et certaines d'entre elles seraient encore actives actuellement (Lenôtre *et al.*, 1996).

D'une façon générale, ces accidents (principalement les accidents NE-SW du 1<sup>er</sup> groupe) ont une grande incidence, à la fois sur la morphologie et sur la géométrie des structures géologiques et ceci aux différentes échelles d'observation.

*Sur le plan géologique* : le jeu en décrochement sénestre des grands accidents tardi-hercyniens est connu dans tout le bloc corso-sarde, depuis le Gerrei au Sud de la Sardaigne jusqu'en Corse du Nord (Arthaud et Matte, 1975). Dans le domaine couvert par la coupure Sotta – Bonifacio, les accidents qui ont été reconnus ne présentent qu'un rejet horizontal apparent extrêmement modeste. La quasi-parfaite continuité, sur plus de 50 km, de l'intrusion majeure de Tizzano – P.C.C. le démontre.

À cette échelle, ils ont manifestement joué un rôle plus important en favorisant des rejeux sub-verticaux. C'est par exemple le cas de l'accident de San Gavino qui affecte le septum de roches métamorphiques de Vattacina le découpant en deux unités décalées de 200 m par le jeu d'une faille normale. Ce n'est là qu'un élément de la grande zone de fractures plurikilométriques Borivoli – Monacia-d'Aullène qui, par le jeu en failles normales avec une succession de rejets importants, a permis la surrection de la chaîne de Cagna tout en limitant vers l'Ouest le complexe intrusif de Sotta. Ce faisceau de failles NE-SW a aussi joué un rôle important sur le plan géologique en guidant l'injection de la lame granitique plurikilométrique de Tagliu Rossu, et probablement celle du faisceau des dykes du groupe (C) qui présente la même orientation. À noter aussi que c'est dans cette zone faillée que l'on observe, tout à la fois : i) la présence de granites U2b à métaux rares : faciès de bordure de l'intrusion de Naseo et faciès de toit de Rosumarino-Maraconcellu, ii) le pluton en lame de Tagliu Rossu ainsi que iii) les indices de minéralisation en cassitérite, topaze trouvées par prospection à la batée (BRGM) puis par l'analyse de filonets aplitiques (Bartoli, 1979).

La zone de fractures Borivoli – Monacia-d'Aullène joue un rôle tout aussi prédominant *sur le plan géomorphologique* et ceci à l'échelle de l'ensemble de la région Extrême-Sud Corse (fig. 1, hors texte).

En effet, ce faisceau de fractures majeures qui peut-être suivi en continu sur une cinquantaine de kilomètres, depuis la Punta di u Mucchiu Biancu sur la côte occidentale (carte de Roccapina) jusque dans l'anse de Favone sur la côte tyrrhénienne à l'Ouest (carte Porto-Vecchio), délimite deux domaines à la morphologie très contrastée :

– un domaine occidental caractérisé sur la feuille Sotta – Bonifacio par les hauts reliefs de la Montagne de Cagna (Pta. di Monaco 1 292 m), mais qui, à l'échelle régionale, intéresse plus largement l'ensemble des monts du Sartenais ;

– un domaine oriental, qui contrairement au précédent est caractérisé par de modestes reliefs n'excédant pas 351 m d'altitude à la Pta. Archinivale à l'Ouest de Chera.

Ce dernier domaine se subdivise lui même en trois sous-secteurs :

- un secteur médian caractérisé par une zone de hauts plateaux ;
- un secteur occidental représenté par la zone déprimée de Figari – Porto-Vecchio, la séparation entre les deux étant induite par la zone faillée N45-N20 de Figari ;
- un troisième secteur, le plus oriental, que l'on peut qualifier de côtier est, quant à lui, caractérisé par un ensemble de collines basses, atteignant très rarement 200 m d'altitude. Il se poursuit en mer vers le Sud, avec les mêmes caractéristiques morphologiques, par l'archipel des Lavezzi suivi de celui de La Maddalena et, au-delà des Bouches de Bonifacio, le Nord Gallura. Sa limite avec le compartiment médian est marquée par la grande faille NNE-SSW de Chiova d'Asino ; une fracture majeure que l'on peut suivre sur la feuille de Sotta – Bonifacio depuis le hameau de Précoggio au Nord, jusqu'au vallon de Parmentile au Sud où elle disparaît sous les formations miocènes du Causse de Bonifacio pour réapparaître au bord de mer dans l'anse de Paraguano.

Le domaine médian est caractérisé par une morphologie tout à fait particulière (fig. 1, hors texte). Il s'agit de hautes surfaces dont l'altitude est comprise entre 200 et 300 m, parsemées de reliefs résiduels qui culminent autour de 320 à 330 m (Punta di Stavulinca, Punta di u Cierciu, Plateau d'Arapa). Cette morphologie a été reconnue et interprétée par A. Rondeau (1964) comme le résultat d'une vigoureuse phase d'érosion ayant raboté uniformément les différents types de granitoïdes, antérieurement aux dépôts miocènes. On retrouve les traces de ce nivellement généralisé dans tout le domaine oriental, à l'Est de la grande zone faillée Borivoli – Monacia-d'Aullène, depuis l'Anse de Favone au Nord, avec par exemple les buttes témoins de Porto-Vecchiacciu, jusque dans l'Extrême-Sud, dans l'archipel de La Madalena et en Gallura où un modelé du même type a été décrit (Nonnis *et al.*, 2000). Cette surface d'aplanissement généralisé anté-miocène probable a été affectée plus tardivement par le jeu des failles tardi-hercyniennes. Elle a dû être compartimentée, basculée et portée à des niveaux différents comme on peut le constater aujourd'hui avec les différences d'altitude entre les compartiments médian et oriental, séparés par le grand accident de Précoggio – Chiova d'Asino. C'est dans ce compartiment oriental effondré qu'a pu s'installer le diverticule de la mer du Miocène, y déposant les sédiments qui ont scellé l'accident de Précoggio – Chiova d'Asino et comblé des paléo-reliefs (*cf.* fig. 87).

L'âge du processus d'aplanissement est donc obligatoirement anté-miocène et plus précisément anté-Aquitainien sup., âge des tufs volcaniques qui se sont déposés sur cette surface, pour l'essentiel antérieurement aux sédiments miocènes (*cf.* tabl. 2 et 3). Les conglomérats de la Chiappa (au Nord-Ouest de la carte) pourraient être, d'après M. Durand-Delga et B. Peybernès (1986), les témoins d'une très importante phase d'érosion d'âge éocène, ayant pu provoquer la dénudation du socle ancien et son aplanissement généralisé (*cf. infra*).

Les surfaces d'aplanissements ont été, ultérieurement, en grande partie démantelées par l'érosion régressive ; elles sont très vigoureusement incisées par des torrents et par endroit, elles ne sont plus matérialisées que par des lignes de crêtes. Les granites montrent l'altération caractéristique en boules, chaos, taffoni, etc. et l'érosion différentielle y joue à nouveau un rôle de premier plan.

Ceci est très net dans la dépression qui s'étend depuis Pianotolli – Caldarello jusqu'à Porto-Vecchio. L'existence de cette zone déprimée ne nous paraît pas due au seul processus d'effondrement tectonique le long des failles des faisceaux de Borivoli et de Figari. C'est aussi et surtout le résultat de l'action de l'érosion différentielle régressive s'exerçant sur les roches « tendres » que sont les tonalites de Tarrabucceta et les granodiorites de Porto-Vecchio par rapport aux roches « dures » qui les encadrent : les monzogranodiorites de Chera. Ceci explique l'organisation de cette zone déprimée en deux bassins (fig. 1, hors texte) :

- le bassin de Figari au Sud-Ouest drainé par les ruisseaux de Carcerone et de Canella qui se jettent dans la mer d'Alboran ;
- le bassin de Porto-Vecchio au Nord drainé par le ruisseau du Stabiacciu qui se jette dans la mer tyrrhénienne.

Ces deux bassins sont séparés par une ligne de crêtes (fig. 1, hors texte) constituée de roches gabbroïques extrêmement tendres qui affleurent actuellement à 182 m d'altitude. Ces collines de gabbros représentent très certainement les restes de l'ancienne surface d'érosion anté-miocène non encore complètement démantelée et qui, antérieurement, devait se raccorder à celle des plateaux de Chera et d'Arapa. D'autres témoins prouvant l'existence d'une ancienne surface de nivellement sur l'emplacement de cette zone actuellement très déprimée peuvent être trouvés avec les buttes de Bonifaziu (152 m) et de Punta di u Nidu (204 m) en granodiorite à macrocristaux de Mola, un matériau beaucoup plus résistant à l'érosion que les granodiorites à biotite et amphibole environnantes de Porto-Vecchio. Enfin, il faut noter le modelé tout à fait particulier du bassin de Figari dans sa partie basse. Il est isolé de la mer par les reliefs des monts de Pianotolli – Caldarello représentant une ancienne surface d'abrasion en roches dures. Les témoins de cette ancienne surface, qui actuellement culminent tous à plus de 100 à 150 m d'altitude, ferment la cuvette de Figari au Sud ; cette dernière creusée essentiellement dans les matériaux tonalitiques ne communique avec la mer que par le goulet de la Ria de Figari.

Cette phase d'érosion régressive, responsable du modelé des deux bassins est probablement à mettre en relation avec l'abaissement extrêmement important du niveau marin aux temps messiniens.

Les formations quaternaires à galets, parfois à blocs, alimentées par les torrents qui descendent de la montagne de Cagna, sont ici peu développées. Elles

reposent sur les arènes granodioritiques de la cuvette de Figari, fossilisant ainsi le modelé antérieur.

### FORMATIONS ÉOCÈNES

Dans la presqu'île de la Chiappa existe un affleurement de terrains sédimentaires détritiques de petites dimensions qui s'étend sur 3 km de long selon la direction NE-SW. Il se poursuit sur la feuille de Porto-Vecchio, sur encore 3 km prenant ainsi en écharpe la totalité de la presqu'île. Ces formations conglomératiques se situent pour l'essentiel, dans un héli-graben délimité côté ouest par la grande faille N30 de Foce Incesa et celle N60 de Carataggio.

Dans sa partie extrême sud, à hauteur de Ranella, ces formations détritiques reposent à la fois sur les terrains métamorphiques et les granodiorites porphyroïdes. On peut y observer sur une centaine de mètres de puissance des niveaux conglomératiques grossiers qui alternent avec des niveaux gréseux d'épaisseur variable. Le pendage des bancs est de l'ordre de 30° environ vers le Nord-Ouest sur toute la zone d'étude.

Ces formations sont connues depuis longtemps, mais leur âge est difficile à préciser. Dans un premier temps, il leur a été attribué un âge Miocène par E. Maury et J. Orcel (1939) ; plus récemment, différents auteurs dont G. Denizot *et al.* (1962), S. Amaudric du Chaffaut (1971), B. Bonin (1980), M. Vittori (1984) s'accordent pour leur donner un âge Paléogène.

«C. **Conglomérat polygénique de la Chiappa.** Manifestement fluvial il est essentiellement constitué d'éléments empruntés au « socle » varisque. Les blocs gneissiques et granitiques, généralement anguleux et souvent disposés à plat, sont couramment d'ordre décimétrique mais peuvent atteindre une taille métrique.

Les blocs sont inclus dans une arène granitique quartzo-feldspathique non classée, à grain millimétrique, où nul débris d'origine marine n'a été rencontré. La granulométrie très variable et le caractère anguleux des cristaux de quartz, ainsi que la dimension plurimétrique de certains blocs de granite, attestent le transport très court de ce matériel. M. Vittori (1984) admet que celui-ci s'est déposé dans un fossé en cours d'affaissement, bordé de paléo-reliefs liés à des failles bordières synsédimentaires.

Des bancs de grés arkosiques, à limites imprécises, s'intercalent dans les conglomérats. Ils contiennent des galets bien roulés, provenant manifestement de sources plus lointaines : quartz, quartzites, rhyolites permienne et aussi, dans les bancs les plus élevés de la formation, rares éléments carbonatés dont S. Amaudric du Chaffaut (1971) a donné un premier inventaire. La disposition

de certains galets plats semble prouver, dans ces horizons, un transport de l'Ouest vers l'Est.

Un nouvel inventaire des galets de roches carbonatées de la Chiappa a été effectué par M. Durand-Delga et B. Peybernès (1986) dans les horizons les plus élevés de la formation, au Sud-Est immédiat du hameau de Piccovaggia. La nature des galets issus d'un système de plates-formes carbonatées d'âge Trias à Crétacé supérieur, et les directions de paléo-courants, indiquent des apports en provenance du Nord-Ouest de la Sardaigne, ou plus largement, du domaine sardo-provençal (couverture sédimentaire éventuelle du Sud Corse). Pour ces auteurs, il y a une importante phase d'érosion qui affecte le Sud de la Corse au cours de l'Éocène. Cette période est donc marquée par une dénudation par érosion qui serait liée à un basculement de ce domaine vers l'Est ou à une surrection du domaine sardo-provençal. Cette formation est rapportée à l'Éocène par les auteurs cités ci-dessus.

*FORMATIONS MIOCÈNES (fig. 75, 76, 88 et 89)*

**Formation de Balistra**

**m<sub>1a1</sub>. Grès, brèches, niveaux volcano-sédimentaires (Aquitaniens (?) - Burdigaliens basaux).** Il s'agit de grès silteux rouges alternant avec des passées de cailloutis à éléments anguleux de granites locaux et des passées volcano-sédimentaires. Visibles sur quelques mètres, à l'extrémité sud de la plage de Balistra, lors de basses eaux, cette formation est au plus jeune Aquitaniens supérieur car fossilisée par une coulée volcanique datée (m<sub>1a1ff</sub>). Ces sédiments n'ont pas livré de fossiles, toutefois leur aspect stratifié et granoclassé laisse envisager un milieu de dépôt continental aquatique. À Balistra, le toit de cette formation est « cuit » sur un centimètre et présente des rides modelées par le courant de matières pyroclastiques qui déferle dans les points bas de la topographie. Si ceci démontre la contemporanéité du sommet de m<sub>1a1</sub> et de la base de m<sub>1a1ff</sub>, il n'y a pas d'argument pour dater d'une façon sûre la base de m<sub>1a1</sub> qui peut être miocène inférieur, voire oligocène. En forage (fig. 88 et 89) cette formation a été reconnue sur une petite centaine de mètres.

**m<sub>1a1ff</sub>. Tufts ignimbricitiques (Aquitaniens terminaux - Burdigaliens basaux).** Actuellement, sept gisements de volcanites sont reconnus à l'affleurement (Balistra, Francolu, Tre Paduli de Frasselli, Maora Sud) et en forages (Padule Maggiore, Sotta 14.Q et Sotta 13.0) (*cf.* tabl. 2).

Tous les échantillons ont fait l'objet d'une analyse pétrographique à partir de lames minces. Pour Tre Paduli de Frasselli, Francolu et Balistra on se reportera à M.-M. Ottaviani-Spella *et al.* (1996, 2001).

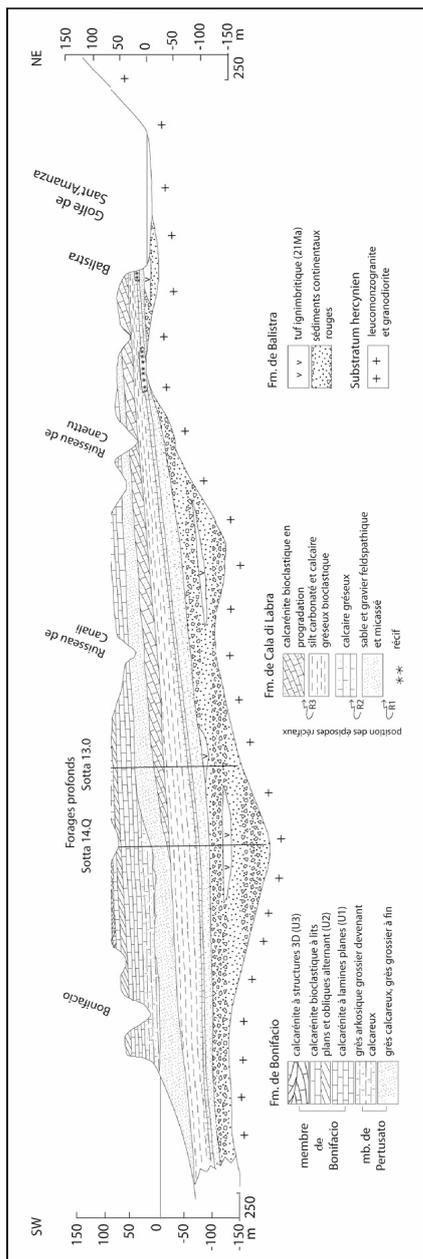
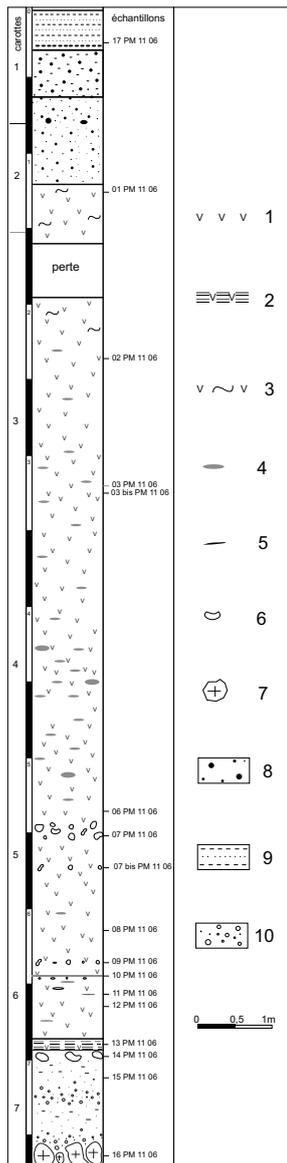


Fig. 75 - Coupe SW-NE du Cause de Bonifacio



**Fig. 76 - Log de forage : Padule Maggiore.** 1 : tuf ; 2 : tuf laminé ; 3 : tuf altéré ; 4 : ponce (P) ; 5 : végétaux carbonisés (vgt) ; 6 : lithoclastes ; 7 : galet de granite ; 8 : sable grossier à gravier fin ; 9 : argile silteuse grise ; 10 : arkose

Localisation	Références	Altitude NGF (m)	Superficie (Km <sup>2</sup> )	Nature du Substratum
Padule Maggiore	ce travail	de +90 à +82,5	5 10 <sup>-3</sup>	Granitique
Tre Paduli de Frassell	Ottaviani-Spella <i>et al.</i> , 1996	à +130	1 10 <sup>-2</sup>	Granitique
Francolu	Ottaviani-Spella <i>et al.</i> , 2001	à +50	3 10 <sup>-4</sup>	Granitique
Balistra	Bellon, 1976, Ottaviani-Spella <i>et al.</i> , 1996, 2001	de 0 à +6	5 10 <sup>-4</sup>	Sédimentaire (m1a1)
Maora Sud	Ferrandini <i>et al.</i> , 2003	à +20	2 10 <sup>-5</sup>	Granitique
Pomposa (Sotta 13.0)	ce travail	de -84 et -100	-	Sédimentaire (m1a1)
Campagro (Sotta 14.Q)	ce travail	de -123 et -130	-	Sédimentaire (m1a1)

**Tabl. 2 - Principales caractéristiques des différents gisements de volcanites**

L’affleurement de **Maora** est de surface réduite. La roche, très altérée, est un tuf ignimbritique à cristaux de composition dacitique. La texture est hyaline vitroclastique et microponceuse, porphyrique. Des cristaux automorphes sont présents ainsi que des fragments cristallins anguleux (éclats de phénocristaux). Par ordre d’abondance décroissant, ce sont :

- des plagioclases, abondants, limpides et très zonés (andésine) ;
- des biotites en très fines lamelles brun verdâtre ;
- des quartz à facture rhyolitique, plus ou moins éclatés et microfracturés ;
- des amphiboles (hornblende vert brunâtre) souvent en petits prismes automorphes ;
- de rares clinopyroxènes ;
- de la magnétite.

Les lapillis sont représentés par quelques fragments plus ou moins altérés de laves, vitreuses ou microlitiques (sans quartz exprimé) et de tuf (à magnétite hématisée). La matrice est isotrope (riche en verre) et comporte de nombreuses échardes (vitroclastes en X, en Y), des microponces tubulaires et quelques vacuoles.

Les échantillons de lave de **Padule Maggiore** ont été prélevés par carottage (fig. 76). À la suite d’une campagne de reconnaissance à la tarière, le forage a été implanté dans la zone du Padule où le remplissage est le plus épais. D’une profondeur totale de 7,75 m, il a traversé :

- 0,65 m de sols quaternaires ;
- 6,20 m de tuf ;
- 0,8 m d’arène granitique ;
- 0,10 m de galets de granite.

Les échantillons étudiés montrent une nature très comparable : tuf à texture vitroclastique à cristaux, lapillis et ponces en proportions légèrement variables. Les cristaux (et clastes cristallins) sont :

- essentiellement du plagioclase limpide et zoné, de composition calcique (andésine-labrador) ;
- de rares quartz et K-feldspath ;
- des micas (biotite principalement et muscovite) en voie d'altération ;
- des opaques.

Les lapillis sont constitués de verres ponceux et de ponces tubulaires claires, de laves microlitiques très feldspathiques, de laves bulleuses et porphyriques.

Pour les échantillons de lave recueillis en cuttings dans les forages de **Sotta 13.0 et Sotta 14.Q** (pour la description des logs de forage complets se reporter aux figures 88 et 89) respectivement à la cote NGF de -100 et -125, il s'agit encore d'un tuf vitroclastique.

Tous ces éléments témoignent d'un volcanisme explosif dacitique, associé à des nuées ardentes. D'après les âges  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  (tabl. 3), cet épisode volcanique est à rapporter à l'Aquitainien terminal – Burdigalien basal. Alors que tous les âges  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  sont nettement groupés entre 21,20 et 20,37 Ma, comment expliquer celui de Padula Maggiore (17,46 Ma). Épisode volcanique différent ou rajeunissement en rapport avec la situation des dépôts dans un « trou » dans lequel ils sont soumis à un fort degré d'hydratation ? Aucun point d'émission n'est

Localisation	Auteurs	Méthodes	Âge (Ma)
Tre Paduli de Frasselli	Ottaviani-Spella <i>et al.</i> , 1996	K/Ar sur ponces	18,9 ± 0,4 et 19,3 ± 0,5
Tre Paduli de Frasselli	Gattacceca, 2001, Ferrandini <i>et al.</i> , 2003	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur plagioclase, Berkeley Geochronology Center (USA)	20,44 ± 0,18
Francolu	Ottaviani-Spella <i>et al.</i> , 2001	K/Ar sur ponces	19,9 ± 0,7
Francolu	Gattacceca, 2001, Ferrandini <i>et al.</i> , 2003	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur plagioclases, Berkeley Geochronology Center (USA)	21,2 ± 0,14
Balistra	Bellon, 1976	K/Ar sur biotite	17,8 ± 1,5
Balistra	Ottaviani-Spella <i>et al.</i> , 1996, 2001	K/Ar sur ponces	19,1 ± 0,5
Balistra	Gattacceca, 2001, Ferrandini <i>et al.</i> , 2003	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur plagioclases, Berkeley Geochronology Center (USA)	20,73 ± 0,10
Maora Sud	Gattacceca, 2001, Ferrandini <i>et al.</i> , 2003	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur plagioclases, Berkeley Geochronology Center (USA)	20,77 ± 0,1
Padule Maggiore	Ce travail	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur plagioclases, Laboratoire de Géochronologie, Géosciences Montpellier (France)	17,5 ± 0,6 et 17,3 ± 0,9
Pomposa ech. 161/164 Sotta 13.0	Ce travail	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur plagioclase et écharde de verre. Laboratoire de Géochronologie, Géosciences Montpellier (France)	20,37 ± 0,23 ; 20,34 ± 0,26 et 20,09 ± 0,75

**Tabl. 3 - Récapitulatif des datations radiochronologiques du volcanisme miocène de l'Extrême Sud de la Corse**

connu en Corse. Il pourrait s'agir d'un volcanisme fissural. Les tufs reposent localement sur des séries continentales comme à Balistra (*cf. m1a1*), dans les forages de Sotta 13.0 et Sotta 14.Q, ou sur le substrat granitique, comme à Padule Maggiore et Francolu. Les divers affleurements délimitent, en Corse, une surface d'environ 20 km<sup>2</sup> ce qui permet d'envisager une extension non négligeable des ignimbrites (confirmée par la datation de tufs affleurant dans la région d'U Colbu dans le Nord de la Sardaigne : 20,55 Ma, non publié). Par ailleurs, les altitudes très différentes auxquelles ces roches affleurent actuellement montrent l'existence d'une paléotopographie très contrastée au moment de l'épisode volcanique et l'importance de la phase d'érosion qui a détruit la majorité du dépôt, d'autant plus qu'il s'agissait d'un matériel extrêmement meuble. Du point de vue de la géodynamique, les études paléomagnétiques récentes (Gattacceca *et al.*, 2007) indiquent que la rotation antihoraire de 45° du bloc corso-sarde a eu lieu entre 20,5 et 15 Ma avec 67 % du mouvement réalisé entre 20,5 et 18 Ma, période pendant laquelle on enregistre le maximum de l'activité volcanique en Sardaigne (Casula *et al.*, 2001). Les tufs du Sud-Corse correspondent aux prémices et au début de cette forte activité volcanique, alors que la rotation venait juste de débiter.

### Formation de Cala di Labra

**m2a2. Formation de Cala di Labra (Burdigalien supérieur) m2a2Rc1 - m2a2Rc2 - m2a2Rc3. Épisodes récifaux principaux Rc1, Rc2, Rc3.** La coupe la plus complète de cette formation (35 m environ) peut être examinée à Cala di Labra (sur le littoral est-ouest au Sud de la ville de Bonifacio). Elle est constituée de six unités lithologiques associées à trois stades principaux de bioconstructions.

La **première** unité est un conglomérat à éléments de granite de tailles variables. Il repose sur une surface d'érosion (ou surface de transgression) qui affecte le substratum granitique fracturé, dont certaines zones, en relief, servent d'ancrage aux bioconstructions. Localement, des colonies reposent également sur les éléments du conglomérat dont la matrice contient des clastes de scléactiniaires et des miogypsinidés. Au niveau de ce premier épisode récifal (m2a2Rc1), la biodiversité est relativement grande ; six genres différents de scléactiniaires : *Porites*, *Thegioastraea*, *Favites*, *Tarbellastraea*, *Heliastrea* et *Favia* (Galloni *et al.*, 2001 ; Galloni, 2005). Ces taxons sont associés à des cirripèdes, des bryozoaires, des bivalves, des gastéropodes, des échinides (*Arbacina* sp.), des algues rouges et des serpules. Les foraminifères benthiques sont représentés par des Miliolidés (rares), Textularidés, Amphisteginidés et Miogypsinidés (*Miogypsina tani*, *M. intermedia*, *M. mediterranea*, *M. cf. sabahensis*, *M. globulina*, *Miolepidocyclina excentrica*, *Miogypsinodella pillaria*). Les rares foraminifères planctoniques associés (*Globorotalia*

*archaemenardii* et *Globigerinoides sicamus*) montrent que cette première unité transgressive date du Burdigalien supérieur.

La **deuxième** unité, constituée de sables, graviers feldspathiques et micacés, est peu fossilifère.

Cependant dans les lieux où ce sable recouvre RC1, il présente à sa base des accumulations en miogypsines (*Miogypsina tani* et *M. mediterranea* notamment à Cala di Ciappili). La macrofaune n'est présente que dans la partie supérieure des sables, associée à un enrichissement en carbonates. Il s'agit d'échinides (*Clypeaster intermedius*) à Cala di Labra, de petites huîtres et débris de carapaces de tortues à Ricetti-Rocchi Bianchi. À Capu di u Ficu, ces sables, qui montrent des plans de stratification obliques, sont interprétés comme des foresets d'un appareil deltaïque progradant vers le Sud-Est. Cette unité correspond donc à des dépôts détritiques grossiers, mis en place dans le domaine marin littoral et dont l'arrivée sur les bioconstructions a un effet léthal. L'épaisse couverture d'altérites en place sur le granite depuis son exhumation est, pendant cet épisode, mobilisée par le réseau hydrographique en réponse à une élévation rapide du niveau eustatique.

La **troisième** unité débute par un horizon à galets. Le processus d'enrichissement en carbonate initié à la partie terminale de l'unité précédente se poursuit et se traduit par des calcaires lumachelliques à Operculines (Ricetti, Rocchi Bianchi, Balistra à l'Est ; Santa Reparata, Butte 114 à l'Ouest ; Tour Riccelli, Spérone au Sud), par des calcaires siltogréseux riches en pectinides, échinides, cnidaires isolés, foraminifères benthiques et rares planctoniques (Cala di Labra). C'est dans ces bancs de calcaires gréseux que se situent sur une épaisseur de 1,10 m, des ondulations d'amplitude maximale 0,5 m et de longueur d'onde 2,5 m, dont l'origine pourrait être liée soit à un choc sismique, soit à un phénomène diagénétique. Cet horizon déformé est compris entre des couches non déformées. Il est présent à Cala di Labra, Spérone et Balistra. Des crassats à grosses huîtres et des colonies de tarets sur bois flottés constituent d'autres faciès, très localisés, respectivement à Balistra et à Rocchi Bianchi, où abondent des échinides (*Clypeaster campanulatus*). À Cala di Labra, cette unité se termine par un niveau condensé (nodules oxydés et accumulation de coquilles). Ailleurs, il s'agit de calcaires récifaux (m2a2RC2) et de calcaires bioclastiques périrécifaux. Situées sur le pourtour de l'affleurement de Miocène à des altitudes supérieures à celles où on rencontre le RC1, les bioconstructions de l'épisode RC2 sont rétrogradantes. Les plus représentatives sont à Spérone, Maora, Balesi, Capu di u Ficu et Paraguano et se situent dans la partie supérieure de cette troisième unité. Il s'agit de récifs en dôme et stratifiés avec passées sableuses (Sperone), platier récifal frangeant un haut fond (Maora Sud). Les organismes constructeurs sont moins diversifiés que dans RC1 (*Porites*, *Thegioastraea*, *Tarbellastraea*) et sont associés à des Miogypsiniés (*Miogypsina globulina*, *M. mediterranea*, *M.*

tani, *Miolepidocyclina excentrica*). L'arrêt des constructions est dû à une augmentation de la bathymétrie, manifeste dans l'unité suivante.

La **quatrième** unité de silts carbonatés est globalement la plus fossilifère. La microfaune (foraminifères et ostracodes) y est abondante et suggère, en accord avec l'étude des nannofossiles calcaires, plusieurs paléoenvironnements marins plus ou moins profonds.

a) Secteur nord-est (Rocchi Bianchi, Balistra)

Les foraminifères planctoniques sont très rares, les foraminifères benthiques abondants et variés : miliolidés très rares, agglutinés abondants (*Textularia* sp. majoritaire, *Haddonia* sp. localement), hyalins abondants et variés (Ferrandini *et al.*, 2002). Les bryozoaires sont omniprésents et peuvent constituer des lentilles où ils sont très abondants et très bien conservés. Certains niveaux sont riches en un petit brachiopode (Thecidae) dont la présence semble liée à celle de *Haddonia* sp. Des restes de poissons ne sont pas rares ainsi que des pinces de crabes et des ostracodes (Ferrandini *et al.*, 2002). Les bioturbations sont abondantes au sommet.

b) Secteur sud (Cala di Ciappili, Cala di labra)

L'épaisseur maximale est de 3,5 m. À Cala di labra, trois bancs plus carbonatés font saillie et le sommet est marqué par un niveau fortement bioturbé. Echinides et pectinidés sont associés à un plancton calcaire gagnant en diversité et en abondance vers le haut. L'indice de pélagisme est de l'ordre de 30 %. L'étude des foraminifères planctoniques et du nannoplancton calcaire montre que l'on peut rapporter le dépôt de ces silts au Burdigalien supérieur (base de N7 et de NN4) en raison de la présence de *Globigerinoides trilobus*, *G. bisphericus*, *G. altiapertura*, *Globoquadrina dehiscens*, *Helicosphera ampliapertura* et de l'absence de *Catapsydrax dissimilis* et *Globigerinoides sicanus*. Parmi les foraminifères benthiques à tests agglutinés, *Martinotiella* sp. et *Spiroplectamina* sp. accompagnent *Textularia* sp. Il n'y a pas de miliolidés et les tests hyalins sont dominés par *Lenticulina* sp., *Orthomorphina* sp., *Nodosaria* sp., *Marginulina* sp., *Gavelinopsis* sp. Cette unité correspond à la formation F3A de Monleau *et al.* (1996).

c) Secteur centre nord (Ruisseau de Canettu)

Des échantillons de silt beige, prélevés sur une épaisseur de 7 m, ont livré des microfossiles siliceux (Radiolaires, Diatomées et Spongiaires), signalés pour la première fois dans le Miocène de Corse. Un échantillon, basal, s'est révélé intéressant pour définir la microflore de diatomées. L'assemblage est composé de centriques (*Actinocyclus radionovae* Baron, *Cestodiscus pulchellus* Greville, *Coscinodiscus marginatus* Ehrenberg, *Coscinodiscus obscurus* Schmidt, *Lithodesmium* sp., *Melosira clavigera* Grunow, *Paralia sulcata* Ehrenberg var. *radiata* Grunow (55 % du total des individus), *Paralia sulcata* Ehrenberg var.

*coronata* Grunow, *Triceratium condecorum* Ehrenberg. Le reste de la microfaune est constitué de foraminifères benthiques (*Uvigerina* sp., *Bolivina* sp., *Virgulina miocenica*, *Chilostomella* sp.) et planctoniques (*Globigerinella praesiphonifera*, *Globorotalia bella*, *Globigerina bulloides*, *Globoquadrina dehiscens*, *G. baroemoenensis*) et d'ostracodes (Ferrandini *et al.*, 2002). Cet assemblage de microfossiles témoigne d'un milieu marin côtier soumis à de faibles influences océaniques.

Quel que soit le secteur, cette unité présente à son sommet, sous les bioturbations, le témoignage d'une certaine homogénéisation de la population d'invertébrés benthiques. Aux foraminifères et aux ostracodes sont associés des petits clypeasteroïdés (*Echinocyamus* sp.), des petits spondyles, des éléments de pentacrines et le bryzoaire *Batopora rosula*. Cette espèce de bryzoaire est un bon indicateur bathymétrique (Moissette, 1997), tout comme *Echinocyamus* que l'on rencontre actuellement dans la mer Rouge (Niebelsek, 1995). Leur milieu de vie a pu être le même : un fond vaseux entre 30 et 40 m de profondeur, à proximité d'un herbier. En conclusion, l'ensemble des caractères sédimentologiques et paléontologiques suggère une hausse suivie d'une stabilisation du niveau eustatique au sein de cette unité. Elle marque la fin de l'intervalle transgressif identifié dès la première unité de la formation de Cala di Labra.

La **cinquième** unité de calcaires gréseux bioclastiques présente également des variations lithologiques importantes. Au Sud-Est, il s'agit de quatre séquences strato-décroissantes et grano-décroissantes, siltogréseuses et carbonatées à dominante de bryozoaires. La quantité de foraminifères planctoniques, en lames minces, n'est pas négligeable. Il n'a pas été reconnu de section attribuable à des Praeorbulines. En conséquence il s'agit toujours de Burdigalien supérieur. Ailleurs, soit la fraction sableuse devient prépondérante et renferme des pectinidés, des échinides (*Clypeaster laganoides*), des algues rouges, sous forme de rhodolithes, et une très rare microfaune uniquement benthique (comme à Rocchi Bianchi), soit des colonies de *Porites* et *Thegiostraea* peu épaisses (2 m au maximum) en association avec des miogypsinidés, constituent l'épisode récifal Rc3 (noté m2a2Rc3). Les différentes espèces de miogypsinidés identifiées dans cette unité, *Miogypsina mediterranea*, *M. tani*, *M. cf. sabahensis*, *Miolepidocyclina excentrica*, confirment l'âge Burdigalien supérieur.

La **sixième** unité, visible à Cala di Labra, prograde vers le Sud-Ouest, contrairement aux cinq précédentes qui sont agradantes. Les carbonates sont à part égale avec un sable grossier et les bioclastes se répartissent entre algue rouge, pectinidé, bryzoaire et échinide. Ces deux dernières unités qui se réfèrent à un prisme de haut niveau marin, correspondent à des moments de fabrication de carbonates.

## Formation de Bonifacio

Du Cap Pertusato à l'Est jusqu'à l'anse de Paraguano à l'Ouest, la Formation de Bonifacio forme les falaises littorales sculptées dans des grès et calcarénites blancs. Cette formation est divisée en deux membres : à la base le Membre de Pertusato (sables et grès grossiers à fragments coquilliers, montrant de nombreuses discontinuités érosives), au-dessus, le Membre de Bonifacio (calcarénites sableuses structurées en corps sédimentaires 2D et 3D, métriques à hectométriques alternant avec des épisodes à stratification plus régulière, la partie supérieure montrant un enrichissement en carbonates).

**m2-3P. Membre de Pertusato.** D'une trentaine de mètres d'épaisseur cumulée, il offre de bons affleurements au niveau du Cap de Pertusato. Il se subdivise en trois ensembles distincts. Les grès calcareux et calcarénites sableuses grossières du **premier ensemble** sont structurés en litages obliques en festons métriques à plurimétriques et feuillets successifs à vergence NNE. Le matériel détritique dominant est composé de grains de quartz à arêtes émoussées, feldspaths rosés et lithoclastes granitiques peu usés. La fraction bioclastique (pièces d'échinides, fragments de cirripèdes, colonies de bryozoaires celleporidés, fragments ou coquilles entières de pectinidés, fragments de thalles d'algues rouges) confère au faciès un caractère Foramol/Bryomol (Carannante *et al.*, 1988).

**L'ensemble suivant**, en passage progressif sur le précédent, se caractérise par une large extension latérale permettant d'apprécier de rapides variations de faciès. Dans la partie est de la plage de Pertusato, la série, composée de matériel clastique grossier faiblement fossilifère (pectinidés et fragments bioclastiques coquilliers), s'organise en corps sédimentaires métriques à plurimétriques composant un complexe progradant à pendage ouest. Chaque corps sédimentaire est séparé des suivants par des discontinuités érosives irrégulières formant de profonds sillons ravinants d'amplitude décimétrique à plurimétrique. On note l'existence de nombreuses failles synsédimentaires métriques et de déformations en plis slumpés à vergence ouest, résultant de tassements précoces accompagnés d'expulsion d'eau. Vers l'Ouest, au niveau de la plage et de la grotte de Pertusato, cet ensemble montre une granulométrie plus fine, inframillimétrique, à débris bioclastiques également plus petits. Le sédiment est structuré dans la zone médiane en litages obliques courbes, se recoupant à angle faible, interprétés comme des *Hummocky Cross Stratifications* (HCS) compactés. Il passe plus à l'Ouest à un sable fin induré à litages horizontaux soulignant de minces séquences affectées fréquemment de structures d'échappement d'eau, visibles en coupe comme en surface de bancs : déformations synsédimentaires à structures flammées, volcans de sable et cupules centimétriques (Kinney, Seilacher, 1967). La série se trouve également affectée de petites failles synsédimentaires de réajustement, l'ensemble traduisant une sédimentation rapide. Vient ensuite un horizon argilo-silteux

rouge ou gris, d'une épaisseur de quelques centimètres, constituant un niveau repère. Son analyse par diffraction aux rayons X révèle la présence de divers minéraux parmi lesquels la cristobalite, ce qui suggère une contemporanéité avec des manifestations volcaniques qui s'observent par ailleurs en offshore sous forme de reliefs le long de la marge sud-ouest corse (Rossi *et al.*, 1998). Enfin, au-dessus de ce niveau repère, affleurent quelques décimètres de grès grossiers à bryozoaires (colonies de Cellépores pugillaires) fréquemment affectés de structures de bioturbation. Cette partie supérieure de l'ensemble deux est recoupée par une surface d'érosion très marquée dans la partie est du Cap Pertusato, d'amplitude plus régulière dans sa partie ouest.

Le matériel sédimentaire du **troisième ensemble** est d'abord constitué de grès arkosique grossier mal classé, à grains de quartz, feldspaths et lithoclastes, à texture jointive et matrice sableuse. La granulométrie s'affine vers le haut (moyennes millimétriques), en conservant la diversité des natures de grains. Ces niveaux ont livré de rares bioclastes, essentiellement des fragments de cirripèdes, des colonies de cellépores, des restes de tests d'oursins (*Echinolampas* sp.), des radioles de cidaridés, des dents de poissons (dont de requin) et de rares sclérectiniaires. L'ensemble est structuré en corps sédimentaires métriques, en lentilles amalgamées, à forts plongements ouest. Au niveau de la coupe des Anciennes Batteries, cet ensemble passe à une succession de lamines tabulaires peu pentées vers le Sud-Ouest. Les dépôts du Membre de Pertusato sont rapportés à un milieu de sédimentation en domaine de plateforme marine peu profonde soumise à une dynamique de houle et de vagues de tempêtes. Ils enregistrent une phase de bas niveau marin.

m2-3B. **Membre de Bonifacio.** Épais de 50 à 80 m en falaise littorale, il voit se superposer trois unités, au-dessus d'une surface nette, mais non érosive, le séparant du Membre de Pertusato. **Une première unité** basale, de plus d'une vingtaine de mètres de puissance, est formée par l'empilement de bancs métriques de grès feldspathiques à grain moyen, structurés en litages obliques (petites dunes hydrauliques) ou à débit en dalles à stratification noduleuse mal définie. Ces niveaux sont affectés d'une intense bioturbation et contiennent divers débris fossiles (fragments de coquilles de bivalves et de tests d'oursins). Au-dessus se développent une dizaine de bancs de grès à ciment calcaire, à litages obliques tabulaires à faiblement arqués, souvent bioturbés, les organismes fouisseurs (échinides) pouvant faire disparaître presque complètement la stratification initiale. L'unité se termine par un niveau grésocalcarénitique plus grossier, légèrement rubéfié, encroûté par de nombreuses colonies de bryozoaires facilement repérables sur le terrain. Cette unité fait partie du prisme transgressif. Dans la vallée de Canali, au point X = 4 126 km, Y = 516 km, cette unité est exploitée en carrière. La calcarénite présente des litages en flaser et renferme des algues rouges, des bryozoaires, des bivalves et des foraminifères. Parmi les miogypsinidés, on note la présence de *Miogypsina mediterranea*, *M. globulina*, *Miolepidocyclina excentrica*, *Miogypsinodella*

*corsicana* et *Mella pillaria*. Les deux dernières espèces appartiennent à un genre nouveau pour la Méditerranée, qui correspond à un stade évolutif intermédiaire entre *Miogypsinoides* et *Miogypsina*. Ce particularisme est interprété comme un effet de l'endémisme consécutif à l'isolement de la microplaque corso-sarde suite au drifting entamé il y a 21 Ma.

Dans l'**unité suivante**, on note un net enrichissement en carbonates, marqué par des lithologies calcarénitiques et sableuses. Les premiers bancs, relativement homogènes, contiennent de nombreuses poches décimétriques dispersées à remplissage de matériel graveleux. Une faune d'oursins du genre *Peribrissus* a pu y être récoltée en place, le reste de la fraction bioclastique se composant de fragments de colonies de bryozoaires et de débris de thalles d'algues rouges. Vient ensuite un ensemble grésocalcaire structuré en faisceaux à litage oblique arqués (série de dunes hydrauliques en migration) et marqué par des alternances de matériel grossier et fin. Les niveaux plus grossiers comprennent de nombreux fragments d'algues rouges et sont l'objet d'une intense bioturbation donnant à la roche une structure noduleuse. Sa partie supérieure est marquée par un banc grossier, riche en bioclastes, fragments d'huîtres, algues rouges, colonies de Bryozoaires et radiolites d'oursins, formant une dalle rugueuse à encroûtements irréguliers. Cette unité se suit dans la falaise littorale du Cap Pertusato au Fazio et affleure en talus de la route nationale 198 dans le grand virage d'Acqua Peruta. Partout où elle a pu être échantillonnée, cette unité montre une microfaune intéressante. *Miogypsinodella pillaria*, *Miogypsina antillea* et *M. digitata* associées à *Globigérinoides sicanus*, *Praeorbulina glomerosa* et *Globorotalia peripheroronda* confèrent à cette unité un âge Langhien inférieur.

L'**unité sommitale**, bien visible sur le terrain et depuis la mer, forme une barre de calcarénites grisâtres structurées en grands corps sédimentaires décimétriques dessinant de larges structures entrecroisées dans les falaises à regard ouest et sud-ouest passant à des stratifications obliques de grande amplitude selon les plans recoupés par des thalwegs. La base de cet ensemble est souvent soulignée par des alignements stalactitiques. Cette série à dominante carbonatée se compose de lits calcaires bien cimentés, formant des dalles continues d'épaisseur centimétrique, alternant avec des lits plus minces de composition plus sableuse. L'examen en plaque mince des niveaux cimentés révèle un fort pourcentage de grains calcaires (plus de 90 % de débris de thalles d'algues rouges, fragments de coquilles de bivalves, diverses colonies de bryozoaires), la fraction clastique étant formée de grains le plus souvent monocristallins de quartz et feldspaths de taille millimétrique. Les mesures de plongement des stratifications obliques s'organisent autour d'une direction NW-SE.

Les structures sédimentaires observées dans le membre de Bonifacio suggèrent un environnement de dépôt marin de profondeur faible à moyenne en domaine dominé par l'action des courants de marées. La série possède un

caractère transgressif avec des empilements de dépôts gréseux et calcarénitiques structurés en trains de dunes hydrauliques se déplaçant sur le fond marin et participant au comblement d'une morphologie préexistante. Lors de cette transgression, les courants de marées remanient les altérites grossières de granites encore exondés. L'enrichissement en carbonates (fraction bioclastique à algues rouges) de la base vers le sommet est corrélatif d'une diminution de la fraction détritique associée à un affinement de sa granulométrie. Ces faits peuvent être rapportés à un éloignement progressif des paléorivages, voire même à un ennoisement complet du substratum granitique. Une communication entre le bassin algéro-provençal et la mer Tyrrhénienne naissante au Langhien peut être alors envisagée.

#### *FORMATIONS QUATERNAIRES*

Les terrains quaternaires sont très peu développés sur cette carte.

Les alluvions fluviales sont d'extension réduite et toujours pelliculaires ; leur épaisseur, souvent inférieure à 1 m, ne dépasse pas 3 m. Elles témoignent de la faiblesse de la pluviométrie et de conditions géomorphologiques peu favorables à une forte érosion (pas de zones de gélivation importante dans la montagne de Cagna, relief faible du plateau de Chera, reliefs en roches dures, etc). Les alluvions n'existent pratiquement que dans la dépression de Figari où elles reposent le plus souvent sur l'arène granodioritique ; ce sont les alluvions des rivières qui descendent de la montagne de Cagna : le Canella, l'Orgone, le ruisseau de Piscia et le Petroso. À l'Est de la dépression de Figari n'existent que de rares lambeaux d'alluvions peu évoluées correspondant aux courts ruisseaux débouchant dans le golfe de Santa Giulia et au ruisseau de Francolu qui se jette dans l'étang de Balistra.

La chronologie des alluvions est fondée sur la morphologie (étagement, recouvrement) et surtout sur l'altération des dépôts : état d'altération des différents types de galets, couleur et granulométrie des matrices (Conchon, 1975 ; Pilot, 1976). On n'a pas pu faire de distinctions dans les alluvions rubéfiées.

Les alluvions du Canella, qui se jette dans la baie de Figari, sont étagées et montrent un déplacement du cours du ruisseau vers le Sud-Ouest. La disposition des alluvions de l'Orgone indique que ce ruisseau coulait auparavant vers le Sud-Ouest ; après le dépôt des alluvions rouges Fv, il a changé de direction pour couler vers le Nord-Est. Le ruisseau de la Caccia présente le même changement de direction d'écoulement : il coule vers le Sud-Ouest jusqu'à l'Orgone, puis brusquement longe celui-ci vers l'Est puis le Nord-Est. Par ailleurs, l'alluvion rouge qui borde le tracé vers le Sud-Ouest du ruisseau de la Caccia semble être

le témoin d'un tracé ancien du ruisseau de Piscia ; en effet le dépôt de cette alluvion par le petit ruisseau de la Caccia semble très improbable.

Ces changements de cours montrent que la zone au Nord-Est de Sotta et l'arrière golfe de Porto-Vecchio, ainsi que la zone au Nord-Ouest du golfe de Figari, présentent une subsidence relative récente par rapport au centre de la dépression de Sotta – Figari.

Les dépôts littoraux sont aussi peu développés. Un premier ensemble est constitué de cordons de galets et de quelques restes de grès de plage, associés parfois à des dunes. Ils jalonnent la côte à 2-3 m au-dessus du niveau de la mer accompagnés parfois par une surface d'abrasion marine. Ce niveau à +2 m peut être attribué au Versilien (Flandrien).

Des dépôts plus anciens, généralement fossilifères et à des cotes variant entre 0 et 6 m, sont conservés dans des endroits abrités : anse d'Arbitru, fond du golfe de Figari. Ils peuvent être attribués à un ou plusieurs niveaux du Tyrrhénien (Ottmann, 1958 ; Conchon, 1985). Le gisement d'Arbitru contient en particulier *Comus testudinarius* et une datation  $^{14}\text{C}$  indique un âge supérieur à 40 000 ans (Ottmann, 1969). Ces niveaux ne sont pas de dimensions cartographiables.

**IV. Quaternaire indifférencié.** Il s'agit généralement de dépôt alluviaux dont la chronologie n'a pu être précisée.

**Fv. Alluvions rubéfiées. Sv. Surface d'érosion.** Elles présentent une matrice sablo-argileuse rouge à brun-rouge. Elles peuvent passer latéralement à des surfaces d'érosion où subsistent parfois des paléosols rouge vif sur arène granitique. Les galets de granodiorite sont altérés dans la masse et s'effritent au contact.

**Fw. Alluvions brunifiées.** <sup>Fw</sup> Fv sur Fv. **Sw. Surfaces d'érosion.** Leur matrice est sablo-limoneuse, brun foncé à brun-rouge. Les galets de granodiorite sont altérés mais restent cohérents et les alluvions présentent souvent des phénomènes d'hydromorphie légère au contact des arènes sous-jacentes avec formation d'oxyde de manganèse.

**Fx. Alluvions légèrement brunifiées - Sx. Surfaces d'érosion.** Leur matrice est sableuse, faiblement limoneuse, beige en profondeur, brune en surface. Les galets de granodiorite sont légèrement altérés mais encore solides.

**Fy. Alluvions grises holocènes - Fx : sur Fx - Sy. Surface d'érosion correspondant à une terrasse** <sup>Fy</sup> Fy. Leur matrice est sableuse grise. Les galets ne sont pas du tout altérés ; de petite taille, ils sont présents à l'amont, mais ils disparaissent à l'aval. Ces alluvions ne sont caractérisées que dans la région

de Porto-Vecchio dans le bas cours du Stabiacco et du ruisseau de Piscia. À l'amont, elles recouvrent les alluvions Fx, à l'aval, elles sont elles-mêmes recouvertes par les alluvions actuelles Fz.

**Fz. Alluvions actuelles : lits majeurs.** <sup>Fz</sup> Fy : sur Fy. Le lit majeur des rivières est très peu développé, à l'exception de celui de l'Orgone au débouché dans la dépression de Figari. Près de la mer, les alluvions récentes du Stabiaccu faites de sables limoneux gris comblent l'arrière golfe de Porto-Vecchio. Toutes les vallées se terminent vers la mer par une basse plaine comblée de sédiments fins gris, le plus souvent derrière le cordon littoral sableux actuel.

**Mt. Dépôts marins tyrrhéniens (non cartographié).** À l'anse d'Arbitru, un calcaire très fossilifère est surmonté de dunes indurées à patine jaune. Parmi les fossiles, on peut citer *Arca noe*, *Patella ferruginea*, *Conus testudinarius*, *Cladocora caespitosa*, des *Cardium*, *Cerithes*, *Natices*, etc. Il s'agit d'une thanatocoenose d'espèces de fond rocheux (Ottmann, 1958).

Le lambeau de Figari est constitué de sables argileux à *Cardium*, huîtres et d'autres espèces indiquant un milieu laguno-littoral. À ce haut niveau marin, peuvent être rattachées les dunes jaunes de la Tonnara au Sud du golfe de Figari signalées par F. Ottmann (1958).

**My. Cordons littoraux, niveau de galets et sables dunaires versilliens (non cartographié).** Le niveau à +2 m est remarquablement constant sur toutes les côtes rocheuses de cette carte ; les témoins en sont des galets à émoussé marin préservés sous des colluvions d'arène. Au fond des golfes, des cordons littoraux à galets ou sablo-graveleux de ce niveau sont situés derrière le cordon actuel et sont souvent associés à des restes de dunes jaunâtres (Santa Giulia, Rondinara, par exemple).

**Mz. Sables de plage et dunes.** Des cordons sableux barrent les débouchés des vallées et provoquent la formation d'étangs ou de marécages où se déposent des vases grises.

## GÉOLOGIE MARINE

### Substratum rocheux (affleurant à sub-affleurant)

La nature des formations géologiques s'appuie sur la description de la morphologie dans les zones d'affleurement et surtout sur les très nombreuses données de sismique réflexion (fig. 77 et 78). Il convient de souligner à nouveau qu'aucun prélèvement de séries datées n'a été répertorié sur le secteur de la feuille Sotta – Bonifacio et qu'à ce jour, seuls deux échantillons miocènes ont pu être prélevés et datés sur la plate-forme occidentale au-delà du secteur

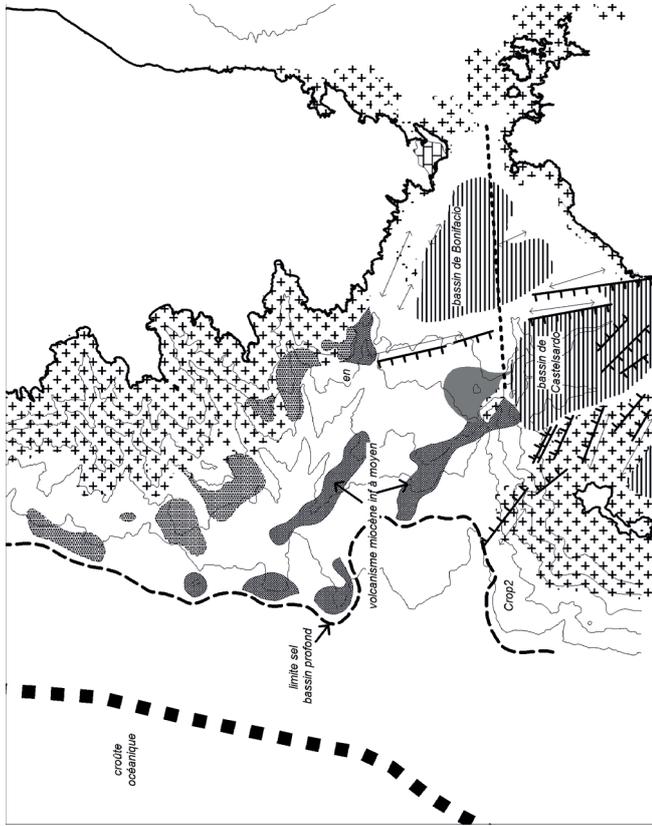


Fig. 77 - Schéma structural simplifié de la marge occidentale des Bouches de Bonifacio

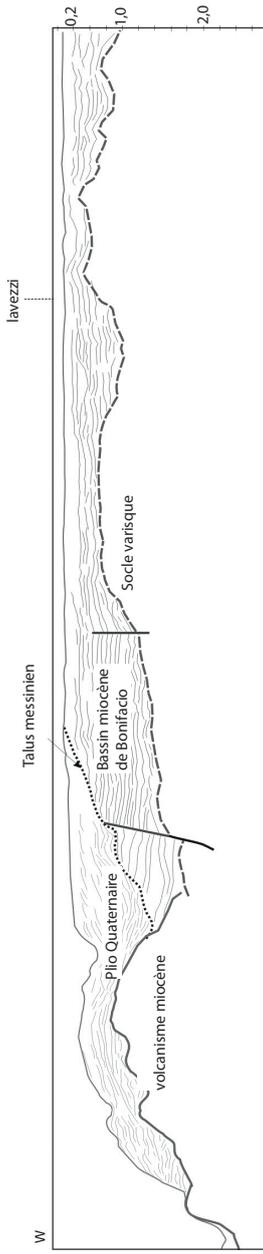
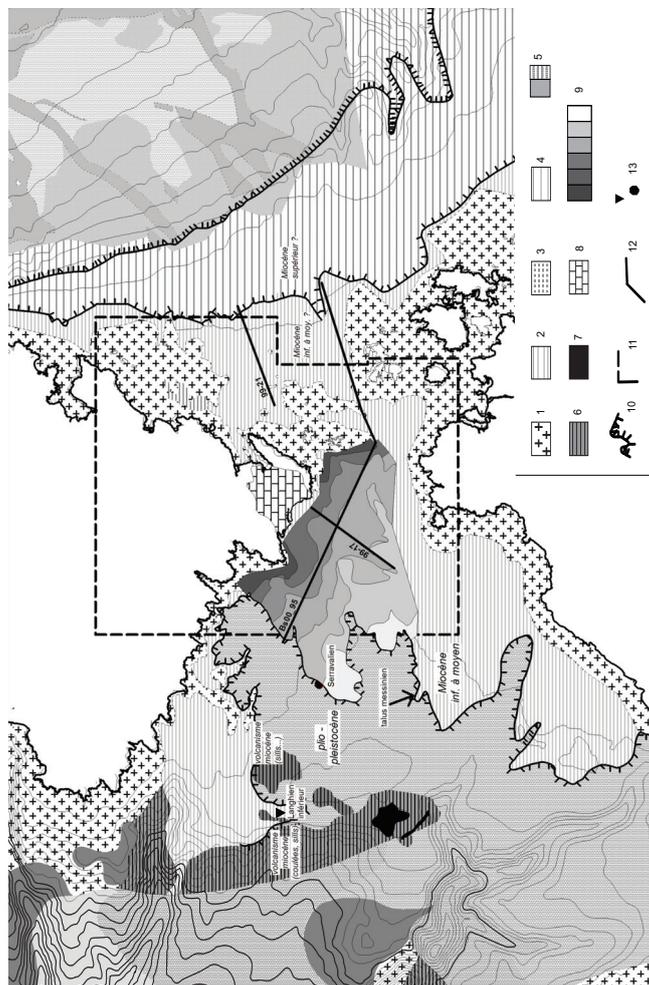


Fig. 78 - Coupe simplifiée établie à partir du profil sismique CROP2



**Fig. 79 - Géologie des marges des Bouches de Bonifacio.** 1 : socle varisque (sub-affleurant) ; 2 : séries miocènes inférieure à moyen de plate-forme ; 3 : séries plio-pléistocènes de remplissage des rias messiniennes ; 4 : séries du Miocène supérieur de la plate-forme orientale ; 5 : unités messiniennes du bassin profond Est-Corse ; 6 : volcanisme miocène de la marge occidentale ; 7 : relief de socle volcanique ; 8 : séries miocènes de Bonifacio à terre ; 9 : unités sismiques miocènes (S1 à S6) définies en mer au large de Bonifacio (voir limites sur carte géologique) ; 10 : talus messinien ; 11 : limite de la carte Bonifacio ; 12 : profils sismiques ; 13 forages

cartographié (voir conditions d'établissement de la carte de la partie sous-marine et histoire géologique).

**S. Socle varisque indifférencié.** À l'Ouest du détroit, les fonds rocheux sont localisés en bordure du littoral ou présents sous la forme de vastes plateaux vers le large (fig. 3).

En bordure des côtes granitiques, le socle varisque affleure régulièrement (fig. 79) mais est souvent recouvert d'une couche de sédiments meubles. La limite de ce socle affleurant ou peu enfoui, vers le large, a été cartographiée sur la base de la morphologie rugueuse des fonds et du faciès acoustique « transparent » observé sur quelques profils sismiques à l'affleurement et sous les séries sédimentaires litées (fig. 80, 81, 82). Cette limite est située au pied de la pente côtière vers -50 m de profondeur. En l'absence de prélèvement de roche, la nature du socle à proximité des côtes peut néanmoins être présumée en considérant un prolongement des formations affleurant à la côte.

À l'Est du détroit, la nature lithologique des roches en bordure du littoral correspond essentiellement au socle hercynien, même au pied des falaises calcaires du Capu Biancu. En ce lieu, le substratum granitique est surmonté en discordance par les séries du Burdigalien supérieur de la formation de Cala di Labra. Le contact entre le granite et les séries sédimentaires possède localement un très faible pendage, et il se situe légèrement au-dessus du niveau de la mer. Les formations miocènes sont donc absentes de l'environnement marin dans ce secteur côtier. Plus au Sud, deux imposantes rides granitiques parallèles d'orientation N-S émergent au niveau des îles Lavezzi et Cavallo pour la première, et Sperduto pour la seconde. Côté italien, les fonds rocheux de l'archipel de la Maddalena sont constitués majoritairement de granite, mais des formations métamorphiques existent localement au Nord et à l'Est de l'Isola Santa-Maria. Ces formations sont le prolongement en mer des gneiss et migmatites reconnus dans la partie nord de l'Isola Santa-Maria et dans les îlots Corcelli et Barretini. Vers le large, les fonds rocheux affleurants à sub-affleurants sont rares, à l'exception d'une zone de hauts-fonds granitiques très accidentée au large de la Testa di Carpiccia.

#### **m. Miocène indifférencié (1) m2. Attribution supposée des faciès sismiques**

**Affleurements (m) :** près de la côte, des formations calcaires sub-affleurantes sont situées en continuité avec les falaises miocènes de Bonifacio. Elles s'étendent depuis la Cala di Paraguano, à l'Ouest, jusqu'au Capo Pertusato, à l'Est, et sont recouvertes par des sables grossiers, de l'herbier et des éboulis littoraux. Ces formations calcaires se devinent dans la morphologie par un promontoire littoral relativement plat au pied du Capo Pertusato, limité dans sa partie inférieure par un tombant d'une trentaine de mètres dont la base se situe

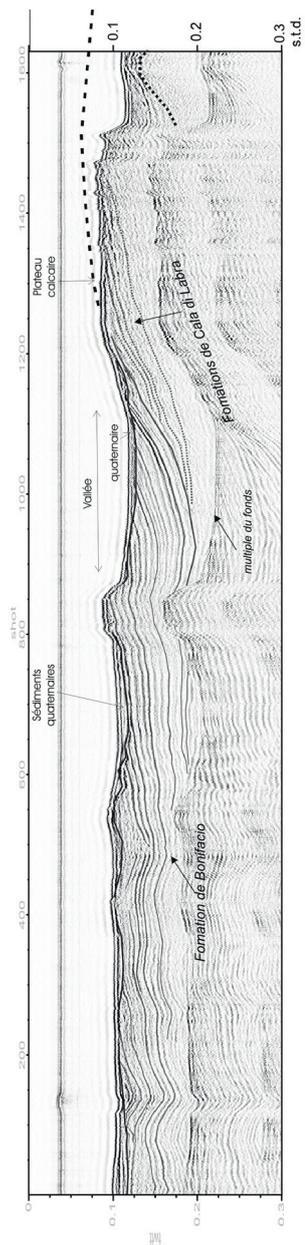


Fig. 80 - Profil de sismique réflexion Bocca99-17 (source sparker) montrant le prolongement des formations de Bonifacio vers le large. (Voir fig. 75 pour l'organisation de ces formations à terre)

à peu près à -55 m. À l'Est, la transition avec le socle granitique a pu être observée sur les images acoustiques au niveau de l'anse de Cala di Labra, dans le prolongement du contact cartographié à terre.

Au Nord de l'anse de la Colba, il est aussi possible que des roches de nature calcaire soient présentes sous l'herbier (sans être confirmées), en relation avec les formations miocènes cartographiées sur la partie sud-est de la presqu'île de Capo Testa. Sur le reste de la zone côtière, le socle granitique affleure au niveau des principaux caps et autour des îlots.

Au large, d'importantes zones de roches affleurantes et sub-affleurantes ont été reconnues par imagerie acoustique en surface des vastes plateaux. Des tombants et de nombreuses crêtes rocheuses ont été identifiés en bordure des plateaux. Ces structures coïncident avec la stratification apparente des séries miocènes recoupées par de profondes incisions.

**Unités sismiques attribuées au Miocène (m2) :** en sismique réflexion, les nombreux profils ont permis de repérer des séries plus ou moins litées sub-parallèles à pendage faible vers le large.

Les variations des faciès sismiques (amplitude, fréquence des réflecteurs), de leur géométrie (réflecteurs parallèles ou non, discontinuités internes faibles) ont permis de distinguer six unités sismiques. En l'absence de prélèvements, l'interprétation des faciès sismiques en terme de lithologie mais surtout la géométrie des unités le long d'un transect terre-mer ont permis de proposer une corrélation entre les formations du bassin à terre et les unités repérées en mer (Santiago, 2010). Le contour du toit de ces unités sismiques est représenté sur la carte et l'âge supposé est également indiqué dans les principales zones d'affleurement.

À proximité de Bonifacio, la formation de Balistra située au-dessus du socle est difficile à observer en sismique réflexion du fait de sa position au-dessous du multiple du fond. Néanmoins, des réflecteurs moins continus et de plus faible amplitude, observés en remplissage des dépressions du socle, représentent vraisemblablement des témoins de cette formation.

Au-dessus, la sismique à très haute résolution met bien en évidence une première unité acoustique à réflecteurs de faible amplitude, d'assez basse fréquence et de continuité moyenne (fig. 80). En raison de sa position cette unité inférieure pourrait représenter la formation de Cala di Labra (m2a2) de la série de Bonifacio. L'épaisseur de cette formation dépasse 150 m/sec TD (150 à 200 m pour des vitesses sismiques supposées de 2 000 à 25 000 m/sec). Le pendage relatif vers le Sud serait d'environ 1,8°.

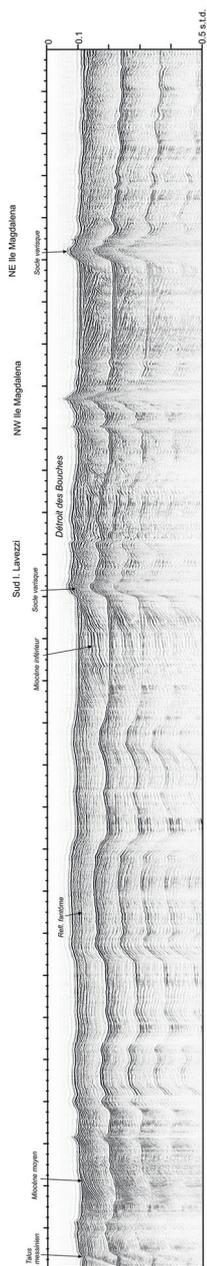


Fig. 81 - Perfil de sísmica réflexion Bs00-97 (campagne Corstage 2000) montrant la géométrie du socle et des unités tertiaires de part et d'autre des Bouches de Bonifacio

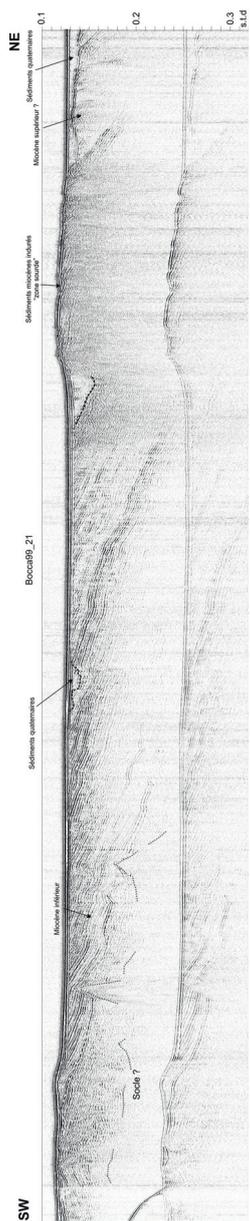


Fig. 82 - Profil de sismique réflexion Bocca99-21 montrant la géométrie et les faciès des unités tertiaires (miocène inférieur à supérieur ?) et des horizons quaternaires sur la plate-forme orientale des Bouches de Bonifacio

Au-dessus, une légère discordance (fig. 80) est bien repérée par la terminaison en toplap des réflecteurs de la formation de Cala di Labra. Cette discordance est surmontée par une unité de réflecteurs parallèles d'amplitude moyenne à forte, sub-parallèles et très peu inclinés, qui représenteraient la formation de Bonifacio (m2-3). Son épaisseur totale est d'environ 100 m/sec TD soit 100 à 125 m d'épaisseur environ. Quelques discontinuités -interruptions de réflecteurs dues à des érosions localisées (?) (fig. 80)- sont observées au sein de cette formation ainsi que des déformations souples (synclinales) de faible amplitude. Ces discontinuités ont conduit à distinguer quatre unités sismiques associées, pour la première peu épaisse et peu litée, au Membre de Pertusato (m2-3P), et pour les trois suivantes, au Membre de Bonifacio (m2-3B).

Les pendages apparents observés au sein des profils de différentes directions permettent de définir un pendage réel vers le SSW des séries miocènes du plateau interne des Bouches.

Dans le détroit des Bouches, entre les îles Lavezzi et de la Maddalena et entre les reliefs de socle, des séries litées attribuées au Miocène sont également observées sur une épaisseur de 50 à 100 m environ (fig. 81).

À l'Est, la configuration des unités attribuées au Miocène est relativement différente. Elles sont caractérisées (fig. 81, 82) par un ensemble de séquences de réflecteurs dans l'ensemble parallèles à un pendage marqué et continu vers l'Est. À la base au-dessus du socle acoustique, on peut distinguer une séquence litée à pendage est entre les prolongements des îles de la Maddalena (fig. 81). Plus à l'Est, au-dessus du socle enfoui, on observe (fig. 82) une unité peu ou faiblement réflective à réflecteurs discontinus. Elle est surmontée d'une unité homogène constituée de réflecteurs parallèles et continus, d'amplitude et de fréquence moyennes à fortes, à pendage apparent de 2 à 2,5° vers l'Est. Cette unité est également observée plus au Nord au niveau du golfe de Sant'Amanza.

Vers le large, à près de 13 km de Punta di u Capicciolu, le faciès acoustique change (fig. 82) et devient très peu réflectif au niveau d'un léger relief bien visible dans la topographie (fig. 3). Cette zone « haute » qui sépare nettement deux ensembles de la plate-forme orientale des Bouches correspond à un relief de sédiments indurés qui limite fortement la pénétration des ondes acoustiques (zone sourde). On y distingue cependant quelques réflecteurs discontinus qui indiquent le prolongement des unités observées plus à l'Ouest.

Les prélèvements tentés sur cette zone d'affleurement ayant été également infructueux, on ne peut préciser l'âge des séries ni de la formation de ce relief. On remarque cependant (fig. 82) que la terminaison du relief vers l'Est marque également un changement du faciès des unités sismiques qui deviennent dans l'ensemble peu réflectives et composées de séquences parallèles limitées par des réflecteurs continus et à pendage est plus important que les unités précédentes.

Encore une fois, l'âge de ces séries enfouies sous 5 à 10 m de sédiments quaternaires ne peut être déterminé. Le faciès et la géométrie des réflecteurs semblent les rapprocher d'unités du Miocène supérieur et les distinguer des unités « pliocènes » connues sur les autres secteurs des marges corses et caractérisées surtout par des clinofformes et des séquences progradantes. La limite observée sur le rebord externe de la zone indurée correspondrait donc à une discordance intra-miocène.

La formation de la ride de séries miocènes indurées décrite plus haut, a pu s'élaborer au cours des principaux bas niveaux marins du Néogène et bien entendu durant ceux du Pléistocène.

**P. Pliocène indifférencié.** L'intense prospection sismique réalisée sur les plates-formes des Bouches de Bonifacio, a permis de mettre en évidence sur la plate-forme occidentale une importante discordance érosive à fort pendage séparant les unités attribuées au Miocène, d'unités sismiques plus pentées (fig. 81).

La cartographie de cette discordance très complexe dans sa forme a permis de retracer un ancien paléotalus attribué à l'érosion messinienne et anciennes vallées ou rias sous-marines de la plate-forme occidentale des Bouches (fig. 79).

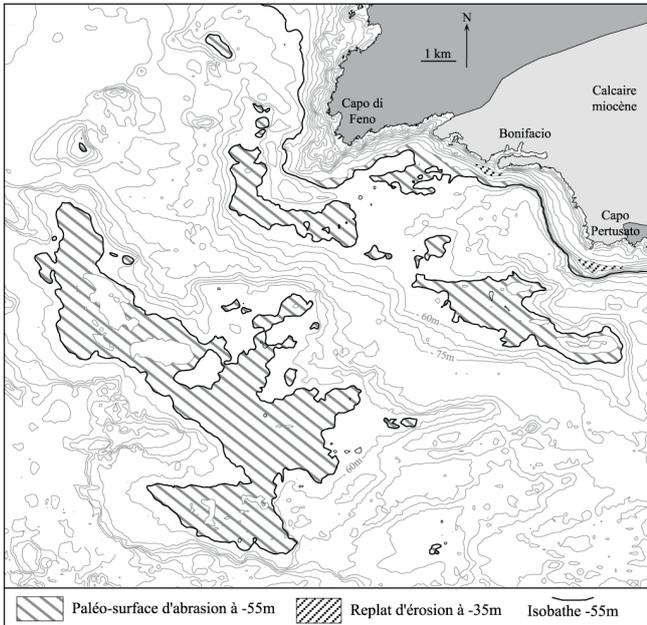
Dans le secteur occidental de la feuille, cette discordance messinienne et l'unité sismique supérieure ne sont visibles qu'à l'extrême nord-est et au centre de la partie marine.

Les unités ou séquences attribuées au Pliocène, c'est-à-dire situées près de la discordance érosive messinienne, sont constituées de réflecteurs parallèles de haute fréquence, d'amplitude moyenne à forte et de bonne continuité.

L'étude des sections sismiques a permis de montrer que le remplissage plio-quaternaire des rias messiniennes était constitué d'unités progradantes vers le large comblant progressivement ces dépressions (Guennoc *et al.*, 2005). Au total, 53 séquences organisées en 8 séquences d'ordre supérieur délimitées par des surfaces de discontinuité majeures ont été identifiées. Chaque séquence progradante débute par des clinofformes puis des réflecteurs parallèles à divergents. Ces séquences correspondent à des successions de séquences de régressions forcées avec une progradation continue vers le SW.

### **Sédiments superficiels**

Les anciennes vallées et les dépressions qui paraissent dans la morphologie de la plate-forme occidentale des Bouches de Bonifacio sont héritées de phénomènes d'érosion aérienne durant les périodes de bas niveau marin,



**Fig. 83 - Marques d'anciens niveaux de stationnements marins au cours de la transgression flandrienne visibles dans la morphologie de la plate-forme calcaire nord-occidentale des Bouches de Bonifacio**

probablement au cours du Quaternaire. Un réseau hydrographique s'y est développé, incisant les formations carbonatées. Une entaille nette de direction NE-SW sépare le plateau calcaire de Bonifacio de celui des Moines. Elle se situe dans le prolongement structural de la ria de Figari. Cette incision a probablement été creusée par le cours d'une paléo-rivière principale. Les paléo-vallées de direction NW-SE correspondant plus sûrement à ses affluents. D'après la distribution des courbes bathymétriques, cette paléo-rivière devait ensuite étendre son cours vers le Sud-Ouest à travers la plate-forme externe, pour rejoindre la mer en bordure du canyon de Castelsardo.

L'étude de la morphologie littorale a révélé la présence d'un système de micro-falaises submergées au pied des falaises calcaires de Bonifacio. Deux replats principaux ont été décrits à -55 m et entre -35 et -40 m (Pluquet, 2006) (fig. 83). Le premier correspond à un ralentissement dans la transgression flandrienne en relation avec l'épisode froid du Younger Dryas, dont la fin est estimée autour de 11 300 ans BP (Bard *et al.*, 1990). Les vastes plateaux calcaires au large de Bonifacio ont aussi une partie sommitale relativement plane culminant autour de -55 m (fig. 3, fig. 83). Il semble que les couches carbonatées les plus hautes aient été arasées lors du stationnement marin qui s'est produit il y a environ 11 000 ans, pour ne laisser apparaître qu'une vaste surface d'abrasion. Le second replat correspond à une pause plus récente dans la remontée de la mer holocène et serait contemporain de la période comprise entre 8 400 et 7 000 ans BP. Il a déjà été identifié en Corse entre Girolata et le Sud du golfe d'Ajaccio (Collina-Girard, 1998) et se retrouve en différents points du globe (Collina-Girard, 2000).

Des grés de plage matérialisant une ancienne ligne de rivage aux environs de -60 m de profondeur sont identifiables au pied de la Punta Contessa et en plusieurs endroits au large de Capo Testa. La bathymétrie de ce paléo-rivage correspond à celle de cordons littoraux déjà reconnus au Nord-Est de la Sardaigne (Fierro *et al.*, 1981). Bien que non daté, il pourrait coïncider avec le niveau de stationnement eustatique du Younger Dryas.

Sur la bordure externe de la plate-forme orientale des Bouches de Bonifacio (à l'Est de la zone couverte par cette feuille), trois rides indurées étroites, continues et allongées sur plusieurs dizaines de kilomètres (fig. 3) sont attribuables à des cordons littoraux (Fierro *et al.*, 1981 ; Pluquet, 2006). Au vu de leur excellent état de conservation, ils coïncident vraisemblablement avec des phases d'arrêt eustatique lors de la transgression flandrienne. Le cordon le plus profond se situe à -100 m. Cette bathymétrie est celle à laquelle un niveau de plage prélevé par carottage a été daté d'environ 14 000 ans BP dans la région de Marseille (Collina-Girard *et al.*, 1996). Il est en rapport avec une stabilisation eustatique qui s'est produite juste avant une forte accélération de la transgression flandrienne attribuable au premier Melt-Water Pulse (MWP-1A) (Bard *et al.*, 1990). La bathymétrie des deux autres cordons est comprise entre -95 et -88 m.

Ce niveau est attribué à une phase de ralentissement importante dans la dernière transgression post-glaciaire (Collina-Girard, 2002).

Lors du dernier maximum glaciaire, il y a environ 18 000 ans, le niveau marin se situait entre 100 et 120 m plus bas qu'aujourd'hui. Au large de Bonifacio et de Figari, la régression exonde les vastes plateaux calcaires et la zone de hauts-fonds granitiques de l'archipel des Moines. À l'Ouest de Figari, la ligne de rivage avance de 10 à 15 km en direction du Sud-Ouest. Un réseau hydrographique se développe dans les paléo-vallées et prolonge le réseau actuel jusqu'à -120 m. Plus à l'Est, le détroit se ferme et un isthme de terre relie la Corse à la Sardaigne : la plate-forme orientale est totalement exondée. Avec la remontée post-glaciaire du niveau marin, le détroit s'ouvre de nouveau. La connexion entre la mer tyrrhénienne et la mer liguro-provençale est rétablie peu avant le Younger Dryas par un étroit corridor de 2 à 3 km de large et d'une dizaine de mètres de profondeur, entre les îles Lavezzi et l'archipel de la Maddalena. La ligne de rivage nord-occidental des Bouches de Bonifacio remonte et seuls les plateaux calcaires de Bonifacio et des Moines demeurent émergés. Au cours de l'épisode du Younger Dryas, le détroit de Bonifacio devait être considérablement resserré avec, à l'Ouest, de nombreux îlots et récifs à fleur d'eau. Cet « archipel » entre la Corse et la Sardaigne a été rapidement submergé par la brusque montée des eaux qui s'ensuivit.

Les sédiments meubles sont dans l'ensemble très peu épais voire absents dans le secteur occidental des Bouches représenté sur la carte. Dans les dépressions entre les plates-formes rocheuses, l'épaisseur ne dépasse pas 10 m et est souvent très faible (inférieure à 2 m) à nulle (fig. 80).

Sur la plate-forme orientale des Bouches (fig. 82), les sédiments meubles récents (post-glaciaires ?) sont également peu épais mais forment une couverture continue de 5 à 10 m d'épaisseur jusqu'à la ride de sédiments indurés. Au-delà, vers le large, la couverture meuble s'épaissit et dépasse la dizaine de mètres.

Localement, de petites dépressions, pouvant correspondre à d'anciennes vallées fluviales comblées, sont observées (fig. 82), le remplissage sédimentaire (Pléistocène supérieur ?) y atteint 15 à 25 m d'épaisseur. Du fait de la faible densité des profils sur la plate-forme orientale, le cours de ces paléovallées présumées n'a pu être retracé.

**Grès de plage.** Il s'agit de sables de plage indurés (ou beach-rocks) esquisant les anciennes lignes de rivages aujourd'hui immergées. Un ensemble discontinu de direction E-W a été cartographié vers 60 m de profondeur au Nord-Ouest de la Gallura, et des échantillons de grès contenant de rares lamellibranches ont été collectés à -30 m au Sud de Capo Testa (Brambati & DeMuro, 1992). Ces grès de plages sont les témoins de variations eustatiques fini-quaternaires.

**Sables du détritique côtier envasé.** Ces sables litho-bioclastiques vaseux (ou vases sableuses grisâtres) se rencontrent au niveau des centres des circuits tourbillonnaires (colmatage au pied de la Testa di a Carpaccia) ou dans les zones de plus grands fonds couverts par cette cartographie (au-delà de -80 m). Il n'existe pas de limite franche entre ce faciès et celui du détritique côtier, mais plutôt un enrichissement progressif de la fraction fine avec la profondeur. La limite a donc été représentée de façon subjective, en se basant sur la teneur en pélites (> 15 %) des prélèvements récoltés. Les argiles sont essentiellement des illites (70 à 80 %) et des chlorites, voire de la kaolinite. La teneur en CaCO<sub>3</sub> de ce sédiment est proche de 50 % et il présente parfois des fibres végétales (posidonies).

**Sables du détritique côtier.** Ces fonds circalittoraux sont de nature extrêmement variée. Ce faciès très irrégulier est le plus souvent un sable hétérométrique litho-bioclastique grisâtre, mélange d'éléments mobiles d'origine terrigène et de matériel organogène (mélange de sables remaniés, tests calcaires, concrétions coralligènes...). La teneur en pélites est de l'ordre de 2 à 5 %, et peut parfois atteindre des valeurs proches de 15 % en poids du sédiment. Les teneurs en carbonate de calcium sont élevées (> 70 %). La biocénose associée à ces fonds est très riche, avec la présence de coquilles vides de mollusques, de fragments de bryozoaires, de tubes vides d'annélides et de nombreux échinodermes (*Ophiura texturata*, *Astropecten irregularis*). Par ailleurs, on y observe ponctuellement un faciès de maërl composé de denses peuplements d'algues rouges libres, ramifiées ou encroûtantes, et parfois des accumulations de fibres rouies de posidonies transportées par les courants (à l'Ouest des îles Lavezzi en particulier). Ces sables s'étendent entre -50 m et -90 m de profondeur. À l'Ouest des Bouches de Bonifacio, ils occupent des surfaces plutôt restreintes dans les zones bathymétriques les plus profondes entre les « plateaux » calcaires. Vers -60 à -70 m, la limite avec les sables SGCF observée par imagerie acoustique est souvent d'une morphologie très complexe. À l'Est du détroit, le détritique côtier est plus présent et recouvre une large part des fonds au-delà de -50 m.

**Sables grossiers et fins graviers organogènes sous l'influence des courants de fond.** Ce faciès marque le passage à l'étage circalittoral. Il est constitué de sables grossiers et fins graviers habituellement dépourvus de fraction fine. Ces sables et graviers sont presque exclusivement bioclastiques, constitués par l'accumulation des tests calcaires brisés, plus ou moins émoussés, d'organismes ayant vécu dans l'herbier ou sur des zones de roches. La fraction granulométrique dominante est comprise entre 1 et 2 mm. Les teneurs en carbonate de calcium sont très élevées, toujours au-delà de 80 % et souvent proches de 90 à 95 %. La particularité principale de ce faciès réside dans le fait que sa répartition n'est pas étroitement liée à l'étagement bathymétrique, mais plutôt à la prédominance d'un facteur hydrodynamique (Bellan *et al.*, 1961). Il

est caractéristique d'un environnement sédimentaire soumis à l'influence régulière de forts courants de fond.

À l'Ouest des Bouches de Bonifacio, ce faciès forme de larges bancs qui recouvrent les vastes plateaux visibles dans la morphologie de la plate-forme. L'épaisseur de sédiment y est faible et des formations calcaires sub-affleurantes sont identifiables en imagerie acoustique. L'extension en profondeur de ces fonds grossiers est en moyenne comprise entre -65 et -70 m, mais ils ont été observés en divers endroits au-delà de 70 m de profondeur : -72 m au Sud des Lavezzi, -74 m à l'Ouest de Capo Testa, et jusqu'à -77 m sur les deux flancs de l'incision NW-SE qui entaille le plateau au Sud-Ouest de Bonifacio. La teneur en particules fines se fait, cependant, plus présente au fur et à mesure que l'on se rapproche de la limite inférieure. Classiquement, cette biocénose descend peu dans l'étage circalittoral, sa présence en profondeur sur le secteur occidental des Bouches de Bonifacio revêt donc un caractère original. Cette répartition bathymétrique confirme la présence sur la zone de puissants courants de fond. Elle témoigne d'une accélération du courant principal qui franchit les Bouches de Bonifacio d'Ouest en Est, consécutive au rétrécissement du détroit (effet Venturi).

À l'Est du détroit, ces sables forment simplement une frange continue bordant la limite inférieure de l'herbier. Leur extension maximale y est plus limitée (-60 m).

**Graviers et cailloutis terrigènes.** Il s'agit de sables grossiers, fins graviers et rares cailloutis (> 2 cm) lithoclastiques d'origine terrigène. Ils n'ont été reconnus que dans la partie nord-ouest du golfe de Ventilegne. Ils y occupent une surface très restreinte sous la limite inférieure de l'herbier, entre -35 et -45 m de profondeur. Ces éléments de nature granitique (quartz, feldspaths) sont vraisemblablement issus de l'érosion des formations monzogranitiques du Monte Scupetu et de la Punta di Ventilegne, puis brassés par les tempêtes et étalés par les courants de fonds.

**Herbier à *Posidonia oceanica*.** *Posidonia oceanica* (Linnaeus) Delile est une phanérogame marine endémique de la Méditerranée. Cette plante à rhizomes et racines, qui fleurit généralement en automne, peut s'implanter sur des substrats meubles ou rocheux. Les prairies sous-marines à *Posidonia oceanica* occupent une large part de l'étage infralittoral. Elles forment une ceinture continue de 125 km<sup>2</sup> sur tout le littoral cartographié, ne s'interrompant que sur de rares secteurs (Capo Pertusato en Corse, Punta Falcone et Punta Contessa en Sardaigne). L'herbier est particulièrement bien développé sur les zones de plus faible pente. Il recouvre une surface importante entre les îles Lavezzi et la Punta di U Capicciolu (30 km<sup>2</sup>), ainsi qu'entre le golfe de Porto Novo et les îles Cerbicales (33 km<sup>2</sup>). Il présente également une extension notable au niveau des principaux golfes (Sant'Amanza, Ventilegne et baie de Figari) et autour des îles

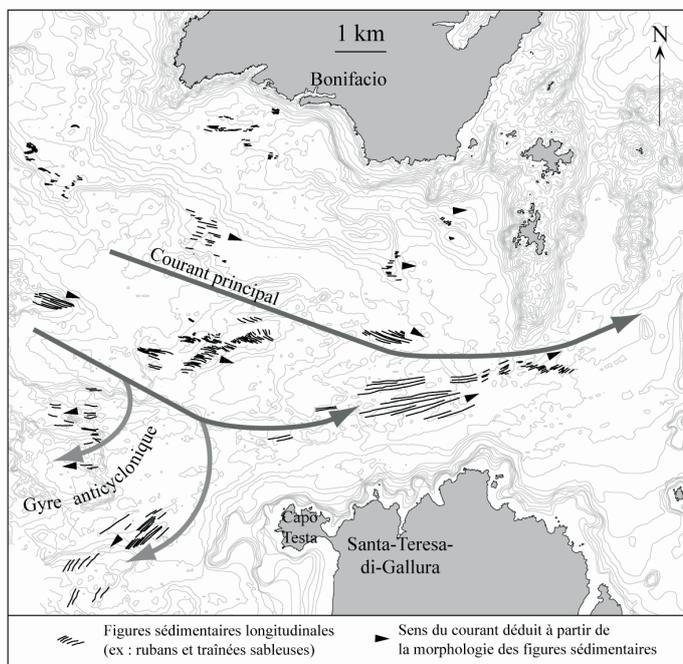
de la Maddalena. La limite inférieure de l'herbier se situe généralement autour de -30 m de profondeur, mais en raison d'eaux particulièrement claires sur ce secteur de Méditerranée, elle peut parfois atteindre les -45 m, comme à l'Est de l'Isola Spargi. Cette limite inférieure n'est pas franche et la transition vers les faciès plus profonds s'effectue de manière progressive, avec le passage à un herbier de plus en plus clairsemé au fur et mesure de la diminution de la lumière en profondeur.

L'herbier favorise le piégeage du sédiment bioclastique, qui s'accumule verticalement sous la forme de « mattes ». Ces mattes ont un rôle protecteur vis-à-vis de l'érosion du littoral en amortissant l'effet des houles venant du large. Elles abritent, en outre, un écosystème très diversifié et constituent des zones essentielles de nidifications et de frayères pour la faune aquatique. Ces zones d'herbier sont particulièrement sensibles aux agressions d'origine anthropique (engins de pêche, ancragés, pollution...).

**Sables du « prisme littoral ».** Ce faciès regroupe les sables de haut niveau et les sables fins bien calibrés, qui ont été représentés suivant le même figuré du fait de l'échelle de la carte. Les sables de haut niveau occupent la partie supérieure de l'étage infralittoral de 0 à -3 m de profondeur. Ils comportent en général une fraction dominante de sables fins, associée à une fraction mobile de sables grossiers, petits graviers et débris coquilliers. On y trouve aussi de façon transitoire des débris végétaux issus de l'herbier à *Posidonia oceanica*. Ces sédiments, qui constituent la partie sous-marine des cordons littoraux des plages, sont soumis à un hydrodynamisme important, en particulier par mauvais temps (action des vagues). Les sables fins bien calibrés débutent sous les sables de haut niveau et occupent l'étage infralittoral de -3 m à -20 m de profondeur. Ils sont limités dans leur partie inférieure par l'herbier. Ce faciès se compose d'un sable fin à moyen lithoclastique très bien classé, essentiellement quartzeux et presque totalement dépourvu de carbonates (< 5 %). La fraction granulométrique est majoritairement comprise entre 100 et 315 µm. Les sables du « prisme littoral » sont particulièrement bien représentés sur le littoral sud-est de la Corse (plages de Palombaggia, Santa Giulia, Rondinara, Sant' Amanza, Piantarella), dans les anses de l'archipel de la Maddalena et de part et d'autre du tombolo de Capo Testa.

**Vases.** Des vases portuaires de couleur sombre ont été reconnues au niveau des rias de Bonifacio et, dans une moindre mesure, de Santa Teresa di Gallura. Ces sédiments sont faiblement pollués par les rejets domestiques et l'activité portuaire. Des sédiments envasés sont par ailleurs présents à l'embouchure des cours d'eau côtiers au fond des golfes de Sant' Amanza, Ventilegne et Figari.

**Éboulis littoraux, blocs sur la pente côtière.** Des éboulis et des accumulations de blocs ont été cartographiés au pied des falaises littorales de part et d'autre du port de Bonifacio. Ils résultent de l'érosion récente (du



**Fig. 84 - Cartographie des figures sédimentaires longitudinales et sens des courants déduits à partir de la morphologie des formes sédimentaires**

Quaternaire à l'époque actuelle) des falaises calcaires d'âge miocène, particulièrement vulnérables à l'action des fortes houles lors des tempêtes d'Ouest. Les blocs qui se détachent de la falaise sont de dimensions variables, et peuvent parfois atteindre des tailles importantes, comme le rocher dit du « grain de sable » détaché de la falaise au XII<sup>e</sup> siècle. L'extension en profondeur de ces éboulis et blocs peut se poursuivre jusqu'à une profondeur de 20 mètres.

### **Distribution des formes sédimentaires**

L'imagerie acoustique permet d'obtenir une vision relativement détaillée de la morphologie des fonds et d'y observer des formes sédimentaires dont la géométrie caractérise les mouvements de sédiments. Classiquement, il est convenu de distinguer deux types de formes sédimentaires : les figures transversales qui s'édifient perpendiculairement à la direction dominante des courants et les figures longitudinales, orientées parallèlement aux courants. Bien que ces deux types de formes aient été observés dans les Bouches de Bonifacio, ce sont les figures longitudinales qui sont les plus représentatives de ce secteur de la plate-forme, en particulier dans les fonds circalittoraux à l'Ouest du détroit (Pluquet, 2006).

### **Figures sédimentaires longitudinales**

Sur le secteur occidental des Bouches de Bonifacio, de nombreuses figures sédimentaires longitudinales affectant les faciès des sables SGCF et du détritique côtier ont été relevées (*in* Pluquet, 2006) et reportées sur la feuille. Ces figures se rencontrent habituellement sur les zones à faible épaisseur de sédiments meubles, ce qui est le cas ici. Il s'agit de rubans et de traînées de sables fins à moyens du détritique côtier reposant sur des sables grossiers sous l'influence des courants de fond, ou de fenêtres très allongées laissant transparaître le faciès SGCF au sein des sables du détritique côtier. Au Nord-Ouest du détroit, les figures longitudinales ont une orientation NW-SE. En descendant vers le Sud et en se rapprochant, à l'Est, de la partie la plus resserrée du détroit, elles pivotent sensiblement suivant une orientation SW-NE (fig. 84). Par ailleurs, des marques d'obstacles ont été identifiées et reportées. Les plus nombreuses sont des accumulations de sable du détritique côtier édifiées en arrière de pointements rocheux. Également observées, des fenêtres de sables grossiers au sein des sables du détritique côtier (queues de comètes) ont été interprétées comme le résultat de l'action érosive de turbulences locales à l'avant de structures rocheuses isolées.

Les figures sédimentaires longitudinales résultent des mouvements de particules en charriage sur le fond sous la contrainte des agents hydrodynamiques. Leurs directions d'allongement sont de ce fait un bon indicateur de la direction des courants. La structure en flèche des marques d'obstacles renseigne en outre sur l'orientation des courants. Au Nord-Ouest et au centre du détroit, la morphologie des figures sédimentaires longitudinales sur



Fig. 85 - Extrait de mosaïque de profils de sonar latéral montrant une zone de roche (calcaire miocène) entourée d'une zone d'affaiblissement sub-circulaire et d'un champ de mégarides (longueur d'onde 20 à 25 mètres)

le fond confirme la présence d'un courant principal se dirigeant vers l'Est (ou le Sud-Est), puis remontant vers le Nord-Est. À l'Ouest de Capo Testa, les marques d'obstacles à l'opposé des courants dominants coïncident bien avec la boucle anticyclonique évoquée précédemment (*cf.* Hydrodynamisme) et le retour vers le Sud-Ouest d'une partie des eaux ne parvenant pas à franchir le détroit.

### **Figures sédimentaires transversales**

De petites mégarides anastomosées de forme symétrique, à amplitude décimétrique et dont la longueur d'onde est de l'ordre de 50 à 100 cm, sont pratiquement toujours associées aux sables fins bien calibrés. En raison de leur forme symétrique, ces mégarides témoignent de l'action des houles perpendiculaires à la côte. Des mégarides de houle ont aussi été observées dans des sables plus grossiers (détritique côtier et SGCF) sous la limite inférieure de l'herbier, jusqu'à 45-50 m de profondeur (fig. 85). En revanche, peu de structures transversales de grandes amplitudes ont été relevées dans les zones de plus grands fonds.

## **GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT**

### *RESSOURCES EN EAUX SOUTERRAINES*

Connaître les ressources en eau de la façon la plus exhaustive possible est une condition pour satisfaire au mieux les besoins. Or, dans l'Extrême-Sud de la Corse, l'alimentation en eau potable est un problème récurrent en particulier pendant la saison estivale. Pour la ville de Bonifacio, par exemple, la consommation moyenne est de 2 300 m<sup>3</sup>/j, mais avec 1 200 m<sup>3</sup>/j en décembre et 4 400 m<sup>3</sup>/j en juillet-août.

Régionalement, on distingue deux ensembles d'aquifères :

- les aquifères des milieux fissurés et filoniens qui affectent le socle cristallin ;
- les aquifères du causse miocène.

### **Aquifères de milieux fissurés et filoniens**

Les terrains anciens, sont organisés en bandes orientées NW-SE recoupées par des failles NE-SW. On note l'abondance de filons qui facilitent l'écoulement des eaux, mais d'une façon générale les débits sont faibles, de 1 à 5 m<sup>3</sup>/h. Du point de vue de la chimie, ces eaux, de milieux fissurés et filoniens, sont peu minéralisées, sodiques et potassiques, chlorurées et légèrement bicarbonatées (fig. 86, hors texte).

Dans la partie occidentale de la carte, quelques rares sources sont mentionnées. Vers l'Est, leur nombre augmente, en particulier dans le domaine du plateau d'Arapa, constitué par un leucomonzogranite à grain très fin, porphyrique de type Arapa. Ce massif dont l'altitude est de 300 m environ, présente une morphologie de pseudo-karst. Il correspond à une ancienne surface d'érosion en partie démantelée.

Une étude sur les métaux lourds en Corse du Sud (BRGM, 1997) met en évidence une anomalie au plomb (cuivre et zinc en moindre quantité), très ponctuelle, à proximité de Bonifacio, au contact Miocène-granite calco-alcalin. Cette anomalie est probablement due à l'ancien champ de tir de l'armée (Mucchiu Biancu).

### **Aquifères du causse miocène de Bonifacio**

Puits, sources d'eau douce aménagées témoignent d'une longue utilisation de la ressource. Pour couvrir ses besoins en eau potable, la ville de Bonifacio dispose actuellement des ressources en eaux souterraines, pour un quart de sa production, et de prises sur le réseau d'eau brute de l'Office d'Études Hydrauliques de la Corse (OEHC). De manière à réduire la part prélevée sur ce dernier, une campagne de recherche en eau souterraine a été menée en partenariat, DREAL, BRGM et Université de Corse. La démarche comporte un état des lieux, une campagne de géophysique et de forages profonds avec diagraphies.

Le puits le plus ancien a été creusé de 1852 à 1856 par le génie militaire, dans la partie médiane de la presqu'île. Il s'agit du puits Saint-Barthélémy, de 65 m de profondeur et de 3 m de diamètre, creusé dans les unités U2 et U3 de la formation de Bonifacio. La présence de cassures verticales orientées Nord-Sud dans un contexte karstique semble guider la circulation de l'eau. Le niveau statique est légèrement au-dessus du niveau 0 et l'eau est douce à saumâtre.

Les études hydrogéologiques du causse de Bonifacio s'étalent sur plus d'un demi-siècle. Parmi les plus marquantes, on peut citer celles réalisées par le Service du Génie Rural entre 1962 et 1967. C'est au cours de cette période que des puits d'exploitation ont été réalisés, principalement dans les dépôts miocènes :

- dans le vallon de Saint-Julien à l'Est :
  - en 1962, trois forages de 6 et deux fois 7,5 m de profondeur,
  - en 1967, un forage de 15,5 m de profondeur avec un débit de 18 m<sup>3</sup>/h puis un autre de 25 m pour lequel le débit n'est pas répertorié ;
- dans la vallée nord, en bordure de la route nationale, au niveau de l'Araguina :

- en 1967, deux forages de 15,3 et 15 m de profondeur avec des débits maximums respectivement de 5 et 10 m<sup>3</sup>/h, puis un autre de 15,5 m ;
- dans la région de Sant'Amanza :
  - en 1967, cinq forages de 3,4 ; 3,6 ; 7,4 ; 5 et 5,5 m de profondeur, concernant des sols sur granite, avec des ressources négligeables ;
- dans la vallée du ruisseau de Canettu :
  - en 1967, quatre forages à l'extrémité ouest de l'Étang de Canettu. Le plus profond fait 10,4 m. Ils n'ont traversé que des vases argileuses quaternaires.

En 1972, la CGG (Compagnie Générale de Géophysique) réalise une campagne de vingt sondages électriques dans la vallée du ruisseau de Canali et l'étang de Stentinu. Le traitement de ces sondages fait apparaître pour la première fois la topographie irrégulière du toit du granite. Dans une zone en creux, un forage de 55 m a été réalisé mais n'a pas donné lieu à un essai de débit. En décembre 1972, deux nouveaux forages sont exécutés à côté du précédent, l'un de 15 m et l'autre de 45 m.

Au cours des années 1993-94, des travaux de reconnaissance hydrogéologique ont été menés par le CRGCM (Centre de Recherches Géologiques Corse Méditerranée) et deux forages réalisés à proximité de la chapelle Santa Reparata et à Mucho Bianco. En l'absence d'essai de pompage, le débit était estimé à 15 m<sup>3</sup>/h.

En 1997, de nouvelles reconnaissances sont entreprises par le BURGEAP sur le site de la chapelle Santa Reparata et trois forages réalisés, de 19,90, 15 et 18,97 m de profondeur. Un seul forage s'est avéré productif avec un débit exploitable de 5 m<sup>3</sup>/h, déterminé par un essai de pompage par paliers.

En 2002, une nouvelle campagne de géophysique (sondages électriques et profils de RMP) réalisée par le BRGM, a permis d'identifier deux unités géoélectriques (du bas vers le haut) :

- une formation conductrice constituée de sédiments détritiques grossiers à fins ;
- une formation résistante constituée de calcaires et calcarénites.

En outre, la carte du toit du granite est établie (fig. 87). Elle met en évidence deux axes de creusement ou paléo-vallées, PV1 et PV2. Elles ont une orientation NE-SW pour la partie nord du causse alors que pour la partie sud, cette direction devient NNE-SSW. Pour PV1, le toit du substratum granitique atteint -265 m et -220 m pour PV2 (Dörfliger *et al.*, 2002).

En 2003, le BURGEAP exploite les résultats de 1972 dans le ruisseau de Canali et réalise deux nouveaux forages à proximité des précédents, l'un de

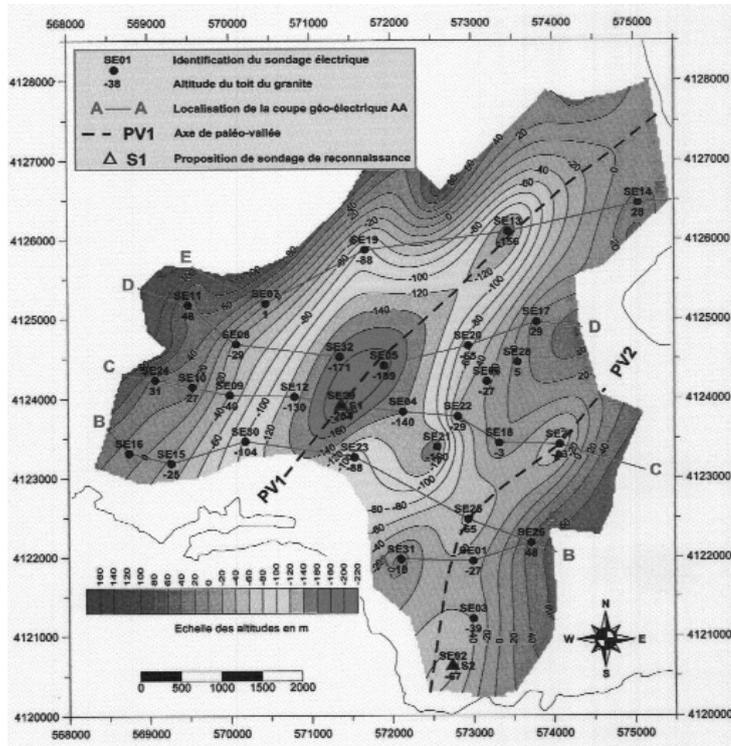


Fig. 87 - Carte du toit du substratum granitique

96 m et l'autre de 88,5 m de profondeur. Une venue d'eau importante après avoir traversé un niveau argileux laisse envisager la présence de deux aquifères superposés. Le débit exploitable serait de 30 m<sup>3</sup>/h. Un troisième forage est implanté dans le méandre abandonné en contrebas de la RN198, à l'entrée de la ville. Ce forage, dit de l'hôpital, ou encore du virage Berger, a traversé 93 m de Miocène, sans atteindre le substratum. Des calcaires marneux noirs dans les derniers mètres semblent indiquer que le toit des silts (quatrième unité de la formation de Cala di Labra) a été atteint.

En mars 2007 débute la réalisation de deux forages profonds au niveau de la dépression principale (PV1) mise en évidence par la géophysique de 2002 (tabl. 4).

Nom	Lieu	Longueur totale	X	Y	Piézo./sol (2010)	Piézo. NGF (2010)
Sotta 14.Q	Campagro	269 m	571,7	123,8	42,85	12,15
Sotta 13.0	Pomposa	236 m	572,28	124,32	pas de donnée	

**Tabl. 4 - Principales caractéristiques des deux forages profonds réalisés en 2007**

Le chantier ne sera que partiellement terminé en décembre 2007, le forage piézométrique (Sotta 13.0), obturé, ne jouera pas son rôle. L'apport de l'étude diagraphique sur le deuxième forage profond (Sotta 14.Q, encore appelé Funtanaccia, Campagro 1, N° BSS 11277X0057), pour des raisons techniques également, ne concerne que la partie supérieure, entre 0 et 125 m.

Au début de l'année 2010, cinq nouveaux forages ont été réalisés (tabl. 5).

Nom	Lieu	X	Y	Longueur totale	Piézo/sol	Piézo NGF
F1	Virage Berger	570,67	123,25	115 m	22,32	7,68
F2	Campagro 2	571,6	123,85	88 m	36,17	17,83
F3	Piezo Pomposa	572,2	124,28	160 m	52,2	23,8
F4	Canali	573,12	125,27	75 m	13,5	16,5
F5	Monte Leone	571,81	122,33	130 m	Pas de donnée	

**Tabl. 5 - Principales caractéristiques des forages réalisés en 2010**

Ces forages observés présentent des comportements relativement différents. Le forage Canali semble colmaté totalement ou ne traverse pas de zone aquifère exploitable au-delà de quelques centaines de litres par heure. Le forage du virage Berger présente des caractéristiques d'aquifère captif avec une limite hydraulique. Le forage Campagro 2 capte l'aquifère supérieur et il a un comportement d'aquifère libre.

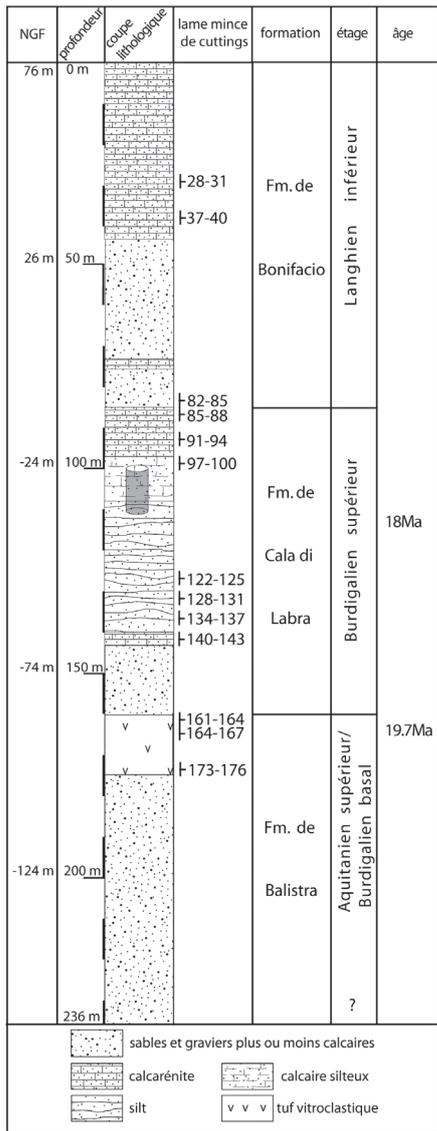


Fig. 88 - Log de forage : Sotta 13.0

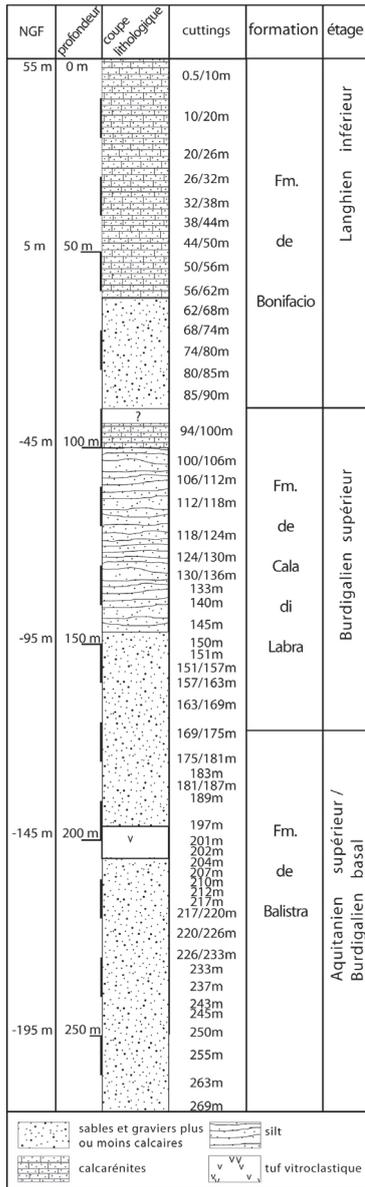


Fig. 89 - Log de forage : Sotta14.Q

Le débit d'exploitation de la nappe profonde est estimé à 40 m<sup>3</sup>/h et celui de la nappe libre à 35 m<sup>3</sup>/h (rapports Diren (2008), Riou (2009), Alamy (2010)). Mais il conviendra, au début de l'exploitation, de mettre en place une surveillance des conductivités électriques de façon à éviter une surexploitation.

### **Description des forages profonds** (fig. 88 et 89)

**Le forage Sotta 13.0** (X : 572,28 km, Y : 124,32 km, Z : 76 m).

Le forage de 236 m de profondeur a été implanté en bordure de la route goudronnée communale qui part de la RN198 à hauteur de Cavallo Morto et qui va vers Pomposa, 1 km après l'embranchement, au niveau d'un virage à angle droit. Il a été obturé en 2010, lorsque le forage « Piezo Pomposa » a été réalisé juste à côté.

Du haut vers le bas, le forage a traversé :

- 43 m de calcarénite blanche à bioclastes, d'abord petits, puis plus gros ; les cuttings 28/31 (+45 m NGF) et 37/40 (+36 m NGF) montrent en lame mince des sections de *Miogypsina globulina*, *Miogypsina corsicana*, *Mdella pillaria*, *Globigerinoides sicani*, *G. trilobus*, *G. quadrilobatus* et *Globorotalia peripheroronda* ;
- 30 m de graviers et sable grossier à grains de quartz et feldspath très usés ;
- 3 m de calcarénite blanche ;
- 12 m de sable grossier à grains de quartz et feldspath arrondis ; en même temps que les grains diminuent de taille, une matrice carbonatée apparaît ;
- 9 m de calcarénite blanche à algues rouges, bryozoaires et foraminifères benthiques (le cutting 85/88 (-12 m NGF) montre en lame mince une section de *Miogypsina bantamensis*) ;
- 43 m de silt carbonaté gris à grains de glauconie et foraminifères planctoniques (*Globigerinoides sicani*, *Globoquadrina* sp.) qui ont été carottés sur une épaisseur de 12 m ;
- 3 m de calcarénite rose microconglomératique à éléments de granite, quartz et feldspath ;
- 18 m de gravier et sable grossier à grains de quartz arrondis et lithoclastes de granite ;
- 15 m de volcano-sédimentaire ; les cuttings de volcanite correspondent à des tufs vitroclastiques avec ponce et lapilli ; il y a aussi les lithoclastes de granite et des minéraux volcaniques ;
- 60 m de sables et graviers rouge ; les grains anguleux se répartissent entre quartz et feldspath ; des lithoclastes de volcanite sont abondants vers -134 m NGF ; entre -112 et -130 de petits nodules ferrugineux ronds sont présents ; enfin, de très rares spicules de spongiaire, petits foraminifères et radioles d'échinide ont été trouvés dans cette unité.

L'ensemble des observations permet de reconnaître :

- la formation de Bonifacio (avec le membre de Pertusato à la base, silicoclastique, et le membre de Bonifacio au sommet, carbonaté) sur 85 m, entre 76 m NGF et -9 m NGF ; la biostratigraphie autorise un âge Langhien inférieur ;
- la formation de Cala di Labra sur 75 m, entre -9 m NGF et -85 m, d'âge Burdigalien supérieur ;
- la formation de Balistra sur 73 m, de -85 m NGF à -160 m NGF ; une première datation  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  sur le tuf ignimbrétique indique un âge de  $19,7 \pm 0,25$  Ma.

Il est à noter que le substratum granitique n'a pas été atteint.

**Le forage de Sotta 14.Q** (X : 571,7 km, Y : 123,80 km, Z : 60 m).

Disposé dans le même contexte géologique que celui de Sotta 13.0, il a atteint la profondeur de 269 m. La coupe générale de ce forage est voisine de celle du précédent. Elle est en partie complétée par les résultats des diagraphies (gamma ray, PS, résistivité) réalisées jusqu'à 124 m de profondeur (-69 m NGF) :

- 62 m de calcarénite blanche grossière ;
- 28 m de gravier et sable grossier à grains arrondis ;
- 4 m sans cuttings ;
- 6 m de calcarénite blanche à algue rouge, bryozoaire ;
- 47 m de silt carbonaté gris à grains de glauconie et foraminifères planctoniques ;
- 53 m de gravier et sable moyen à base de grains de granite, quartz et feldspath ;
- 5 m de volcanites ;
- 66 m de gravier, sable grossier à fin.

Comme pour le forage précédent, il a pu être identifié :

- la formation de Bonifacio sur 90 m, entre +55 m NGF et -35 m NGF, d'âge Langhien inférieur ;
- la formation de Cala di Labra sur 80 m, entre -35 m NGF et -115 m NGF, d'âge Burdigalien supérieur ;
- la formation de Balistra sur 99 m, de -115 m NGF à -214 m NGF.

Le substratum granitique n'a pas non plus été atteint.

Seuls les 125 premiers mètres ont été explorés par diagraphie. Au-delà de 100 m de profondeur, un gamma ray croissant, associé à une conductivité

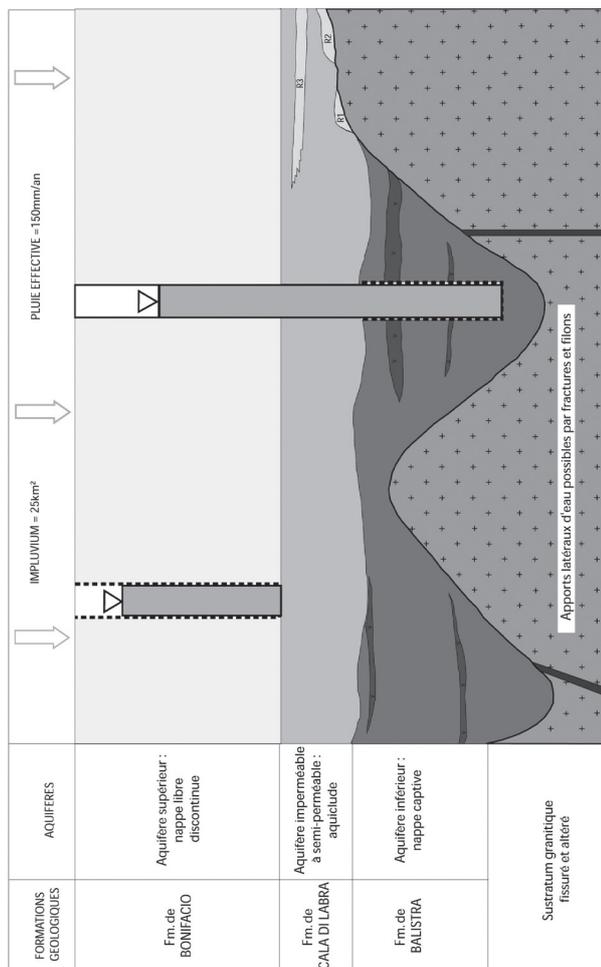


Fig. 90 - Modèle conceptuel de l'hydrosystème du Causse de Bonifacio

qui baisse régulièrement, pourrait indiquer des niveaux légèrement plus argileux et donc marquer les silts gris de la formation de Cala di Labra.

Ces deux forages ont permis d'établir d'une part la colonne lithostratigraphique précise et d'autre part les caractéristiques hydrogéologiques de l'aquifère captif. Pour la nappe captive, le niveau statique se place à environ 40 m de profondeur ce qui se traduit par un rabattement potentiel de 100 m environ. La production de la nappe captive reste à définir en fonction des résultats des essais de pompages.

### **Bilan hydrologique et modèle conceptuel des aquifères**

Le causse de Bonifacio, d'une superficie de 25 km<sup>2</sup>, est légèrement basculé vers le Sud-Est, ce qui facilite les écoulements dans cette direction. La valeur moyenne de précipitation efficace étant estimée à 130 mm, le débit souterrain correspondant est de 103 l/s réparti suivant les différents exutoires, au moins dix sources dont quatre sous-marines (Dörfliger *et al.*, 2002). Dans le cadre d'une étude de 2001, sur les sources sous marines, Gilly estime que le débit de fuite d'eau souterraine serait de 120 l/s.

Le modèle conceptuel fait apparaître les relations entre les différents réservoirs et avec la paléomorphologie granitique (fig. 90) :

- la formation de Bonifacio contient localement un aquifère à nappe libre, lié à la porosité inter-grain et à celle des bioclastes ;
- la formation de Cala di Labra correspond à un aquiclude ; l'imperméabilité de cette formation est due à la présence d'argiles (*cf.* diagraphie in rapport Diren, 2008) et en particulier de glauconie ;
- la formation de Balistra est un aquifère captif compris entre le toit du granite et l'aquiclude de la formation de Cala di Labra.

### **Chimie des eaux des différents aquifères du causse**

Les analyses chimiques de l'eau de la nappe libre, prélevée à différents endroits, et de la nappe captive au niveau du forage profond Sotta 14.Q, sont représentées ci-après (tabl. 6).

Les eaux issues de la nappe libre ou de la nappe captive ont des faciès chimiques assez comparables (fig. 86, hors texte). Il s'agit d'une eau bicarbonatée, sodique et chlorurée. Une analyse récente (08/06/2010) confirme la valeur élevée de la conductivité (quelle que soit la nappe) et des teneurs en Na et Cl plus importantes pour la nappe captive que pour la nappe libre. La question se pose de savoir si ces teneurs sont intraformationnelles ou liées à la proximité de la mer.

	Puits Orenaggio	Puits Gendarmerie	Puits Araguina	Campagro 2	Campagro 1 (Sotta14.Q)		
nappe concernée	nappe libre				nappe captive		
date de l'analyse	12/06/2001	04/06/2002	04/06/2002	08/06/2010	23/01/2008	30/09/2008	08/06/2010
Turbidité (NFU)	0,12	0,13	0,53	9,1	21,8	< 0,5	1,8
Conductivité (µS/cm)	791	1 159	904	1 034	1 084	1 115	1 161
Résidu sec (mg/l)	403	688	604				
Silice (mg/l)	12,8	16,1	14,3				
Magnésium (mg/l)	8	10	8			9,1	
Calcium (mg/l)	112	143	109			54,6	
Chlorures (mg/l)	113	146	106	133	144	200	160
Sulfates (mg/l)	31	42,2	23,4	25	29	30	32
Sodium (mg/l)	60	73	60	73,5	84,7	153,7	87,3
Potassium (mg/l)	2,2	3,1	3		1,83	7,78	
TH (°F)	31,3	40,4	30,6				
TAC (°F)	26,7	31,3	26,4	30,3	31,9	20,6	31,9
Hydrogéné-carbonates (mg/l)	326,8	382	322				

**Tabl. 6 - Principales caractéristiques physico-chimiques des eaux du Causse de Bonifacio**

À partir d'avril 2011, mensuellement, les niveaux piézométriques du plus grand nombre de forages seront relevés et des prélèvements d'eau effectués en vue d'analyses physico-chimiques. L'objectif est d'établir les modalités de renouvellement des aquifères.

### Hydrologie, bassins versants (fig. 91, hors texte)

Le réseau hydrographique actuel peut être décomposé en cinq bassins versants, plus ou moins associés au Miocène. De fait, la surface du causse offre deux aspects seulement. La moitié sud est dépourvue de circulations d'eau de surface tandis que dans la zone nord plusieurs ruisseaux, se déversant à l'Est dans le golfe de Sant'Amanza, modèlent le relief. Plusieurs poljés orientés WNW-ESE et une vallée sèche de direction orthogonale, empruntée par la RN198, se réfèrent à un ou plusieurs autres systèmes hydrographiques fossiles. Des cavités (grottes du Capo Pertusato, de Saint-Antoine, de Saint-Barthélémy et du Sdragonato) indiquent un phénomène de karstification, peu développé toutefois, à cause de la nature mixte (carbonatée et détritique) des sédiments miocènes. Le recul de la falaise met à jour les cavités karstiques et les amplifie. Il y a très peu de sources (8 à notre connaissance) dont 5 émergent du socle granitique à la périphérie du causse. Enfin, il est probable qu'un certain nombre de sources d'eau douce émergent en mer plus ou moins loin du littoral, comme celle du phare de la Madonetta. Une étude systématique vient de débiter en particulier avec une campagne de photographies aériennes infrarouges.

Du Sud vers le Nord, il s'agit tout d'abord du **bassin versant A** dont la surface est entièrement constituée de Miocène. Il n'y a pas de circulation de surface mais des poljés orientées W-NW/E-SE. Ces petites plaines encaissées ont été activement cultivées : Saint-Jean, Saint-Julien, Funtanaccia, Paduretta. En direction presque orthogonale, sur 1,5 km

environ, une vallée sèche, empruntée par la RN198, s'enfonce fortement (50 m de dénivelé au droit de l'Araguina) dans les calcarénites et présente, avant de déboucher au niveau du port, un méandre. Le **bassin versant B** est allongé E-W et draine les eaux qui ruissèlent sur le granite à l'Ouest. Le ruisseau de Canali, qui le traverse de part en part, recoupe la vallée sèche précédente et se jette dans le golfe de Sant'Amanza. Le **bassin versant C** est également allongé est-ouest, mais de taille réduite et concerne presque totalement du Miocène. Les eaux de surface sont canalisées par le ruisseau de Canettu vers le golfe de Sant'Amanza, via l'étang de Canettu. Le **bassin versant D**, de forme trapézoïdale, est limité au Nord par l'étang de Balistra. Le ruisseau coule sur la limite granite-Miocène et a un cours constitué de deux parties orthogonales. Enfin, le **bassin versant E**, allongé sud-ouest nord-est, est très dissymétrique. Tous les affluents (sauf 1) sont en rive gauche et ne concernent que du granite. Le cours du ruisseau principal et temporaire, le ruisseau de Parmentile, est situé pour moitié sur la limite granite-Miocène et pour moitié sur le granite. Il se dirige vers le Nord-Est pour se jeter dans le ruisseau de Francolu qui s'écoule vers l'étang de Balistra. Au moins deux systèmes hydrologiques ont façonné le causse au cours du temps. Le plus ancien correspond aux tracés des vallées sèches NNE-SSW et WNW-ESE et s'écoulait vers le Sud-Ouest. L'autre, qui assure le drainage actuel de la partie nord du causse, s'écoule vers l'Est et présente des anomalies (changement de cours, capture), lesquelles auraient pour origine un abaissement du niveau eustatique. Cet abaissement aurait entraîné également, pour le réseau ancien, une circulation souterraine de l'eau.

#### **Zones géographiques présumées pour l'alimentation des nappes du causse**

Pour la nappe libre (données statistiques entre 1997 et 2002), l'alimentation est assurée par la pluviométrie efficace qui est de l'ordre de 130 mm/an, valeur moyenne des précipitations efficaces.

En ce qui concerne la nappe captive, on peut envisager sa mise en charge à partir de la lisière nord-ouest du Miocène. Son alimentation peut être due également à une drainance descendante de la nappe libre.

#### *RESSOURCES DU SOUS-SOL*

##### **Matériaux et carrières**

Deux massifs de leucomonzogranites du groupe (U2b) sont exploités en carrière afin de fournir des matériaux d'empierrement et de granulats pour la construction. La première se situe dans le pluton de Suartone. C'est le faciès à gros grain qui y est exploité, en bordure de la route N198, 500 m

N° indice	Nom commune	Lieu-dit	Longitude	Latitude	Nature	Mode exécution	Substance	Type gisement	Référence biblio
11271X4001	PIANOTTOLI-CALDARELLO	PIANOTOLLI	9,05442977	41,51710459	indice	Prospection marteau	Étain	Disséminé	HEETVELD H. et al. (1979) RAP.BRGM. 79 RDM.04.7 FE
11273X4001	SOTTA	PIETRALONGA	9,19988948	41,56574756	indice	Prospection marteau, scintillomètre	Fer, Terres Rares	Disséminé	C.E.A. (1956) ARCHIVES MISSION CORSE - BRGM (1972) FICHE INDICE SGN/GMX
11273X4002	SOTTA	RAGHINO	9,18363194	41,56555592	indice	Prospection marteau, scintillomètre	Fer, Terres Rares	Disséminé	C.E.A. (1956) ARCHIVES MISSION CORSE - BRGM (1972) FICHE INDICE SGN/GMX

**Tabl. 7 - Indices minéralisés**

au Nord de la chapelle de Sta. Giulia. Dans la seconde, ce sont les matériaux à grain fin du pluton de « a Canniccia », un petit massif annexe de la lame leucomonzogranitique de Tagliu Rossu qui sont utilisés. La carrière se situe au Nord-Ouest du hameau de Salvodilevo. L'exploitation y surplombe le ruisseau, ici encaissé, d'Orgone.

À signaler aussi l'existence d'un essai avorté de carrière dans le pluton de granite à grain fin de Figari, au Sud de la Punta d'Arcinivale. Dans ce granite du groupe (Gc) à caractère sub-volcanique, on note sur les faces des premiers blocs découpés, de taille plurimétrique, la présence de nombreux « crapauds » ainsi que de très importants amas aplito-pegmatitiques. Ces « accidents pétrographiques » sont certainement à l'origine de la dépréciation de ces matériaux en vue de leur exploitation à des fins ornementales (dalles funéraires, agencement de façades).

### **Indices minéralisés**

Trois indices sont répertoriés dans la Base de données du Sous-Sol (BSS) (tabl. 7), dont un seul a fait l'objet d'une évaluation précise (indice de Pianotoli-Caldarello, sur le territoire de la commune de Pianotoli) (Batail *et al.*, 1979). Cet indice de cassitérite, de type alluvionnaire, situé à 2 km au Nord de Pianotoli-Caldarello, se localise à proximité du contact faillé séparant un granite calco-alcalin à biotite du massif de Pianotoli-Caldarello-Chevanu et une intrusion différenciée de leucomonzogranite. Les travaux de prospection tactique ont mis en évidence une anomalie résiduelle en Sn de 1 km<sup>2</sup> environ, ayant motivé une deuxième phase d'exploration. Une prospection au marteau ultérieure a permis de rapporter l'indice à des filons d'aprites à cassitérite disséminée, de dimension réduite (20-30 cm × quelques mètres), localisés au voisinage d'un panneau de gneiss (secteur de Pastricciola). Des analyses de ces aprites ont révélé des teneurs en Sn jugées très faibles (135 et 500 ppm) indiquant l'absence de tout intérêt économique de l'indice.

### **DOCUMENTS COMPLÉMENTAIRES**

#### *VÉGÉTATION : DE BONIFACIO À CAGNA*

#### **Facteurs écologiques déterminants pour la végétation**

Cette région présente des caractéristiques climatiques et géologiques ayant une influence importante sur la flore et donc sur la végétation.

Le climat est de type méditerranéen avec une sécheresse estivale marquée (de l'ordre de trois mois à Bonifacio) mais dont la durée décroît avec l'altitude.

Seules des espèces méditerranéennes adaptées supportent cette sécheresse. Les conditions thermiques sur le littoral et tout le plateau calcaire bonifacien font apparaître des températures moyennes annuelles proches de 17° C, ce qui permet de placer ces territoires (jusqu'à 100 à 200 m d'altitude dans certains secteurs) dans l'étage thermoméditerranéen, caractérisé en particulier par l'absence ou la faible fréquence de gelées. Ces dernières apparaissent dès que l'on pénètre vers l'intérieur sur les substrats siliceux et deviennent plus fréquentes quand on s'élève en altitude, avec des températures moyennes annuelles comprises entre 16 et 13 °C qui caractérisent l'étage mésoméditerranéen (jusqu'à 700 à 900 m d'altitude dans cette région). Au-dessus, on peut reconnaître un étage supraméditerranéen, déjà plus froid et plus humide, avec des températures moyennes annuelles comprises entre 13 et 10 °C, s'étendant ici jusqu'à des altitudes de l'ordre de 1 100 m. Avec des températures moyennes annuelles inférieures à 10 °C et une humidité plus accentuée, lui fait suite l'étage montagnard. Ces deux derniers étages ne se manifestent que sur le massif de Cagna qui culmine à 1 339 m.

Les substrats calcaires donnent des sols où les ions Ca<sup>++</sup> sont plus ou moins abondants. Ces ions en excès peuvent être toxiques pour les végétaux calcifuges (accumulation racinaire et blocage plus ou moins accentué de l'absorption de certains minéraux) qui ne peuvent croître dans ces milieux où inversement se développent des plantes calcicoles (ayant une physiologie adaptée permettant aux ions Ca<sup>++</sup> en excès d'être véhiculés puis stockés ou éliminés au niveau des feuilles, assurant ainsi une absorption racinaire normale).

Les substrats littoraux argilo-limoneux portent souvent des marécages à sols salés (étangs de Piantarella, Santa Giulia, Ventilegne...), les substrats rocheux subissent des aspersion d'embruns salés. Cette présence de sel est un facteur limitant pour de nombreux végétaux et seules des espèces bien adaptées peuplent ces milieux. Les côtes sableuses (Sperone, Tonnara, Roccapina) sont souvent pourvues de dunes liées à l'action du vent. Ces substrats sableux mobiles, alimentés seulement en eau de pluie s'enfonçant assez profondément, ne peuvent être colonisés que par des plantes particulières, très adaptées.

## Les grands types de végétation

### 1. La végétation littorale

Sur les rochers et falaises maritimes, outre les espèces répandues comme *Crithmum maritimum*, on trouve bon nombre d'endémiques telles que *Erodium corsicum*, et divers *Limonium* (*L. obtusifolium* sur calcaire, *L. articulatum* sur silice). La transition vers le maquis se fait par des fruticées naines dominées par les coussinets épineux d'*Astragalus tragacantha* surtout dans la partie sud, très ventée (et donc recevant des embruns salés), du plateau bonifacien.

Les systèmes dunaires et les plages comportent les habituels *Ammophila arenaria*, *Eryngium maritimum*, *Calystegia soldanella*, *Pancreatium maritimum*, mais aussi quelques particularités comme *Armeria pungens*, *Lotus cytisoides* subsp. *conradiae*, *Plantago coronopus* subsp. *humilis*, *Silene sericea*. Les sables fixés sont souvent colonisés par des bosquets de *Juniperus phoenicea* subsp. *turbinata* et *Juniperus oxycedrus* subsp. *macrocarpa* (Roccapina).

Les marais salés longtemps inondés sont caractérisés par des salicornes annuelles (*Salicornia emerici*, *S. patula*), ceux qui le sont moins par *Sarcocornia fruticosa* (grande salicorne à base ligneuse) et les plus salés et secs par *Arthrocnemum macrostachyum*. *Juncus acutus* et *J. maritimus* ainsi que *Spartina versicolor* et les roseaux (*Phragmites australis*) accompagnent souvent cette végétation tandis que *Tamarix africana* borde régulièrement les étangs.

## 2. La végétation de l'étage thermoméditerranéen

Cet étage, développé ici surtout sur calcaire, mais aussi sur silice (granites), est essentiellement matérialisé par des formations à *Pistacia lentiscus* dominant (particulièrement sur le littoral ou dans ses environs immédiats), des maquis à *Arbutus unedo*, *Erica arborea*, *Olea europaea*, *Phillyrea angustifolia*, *Myrtus communis*, avec *Juniperus phoenicea* subsp. *turbinata* (lorsqu'ils sont plus ouverts), des bois de *Quercus ilex* (plateau calcaire de Bonifacio et çà et là sur silice), de *Quercus suber* (jamais sur calcaire) et divers autres groupements. Outre les espèces citées, il est possible d'y observer : *Asparagus albus*, *Anagyris foetida*, *Clematis cirrhosa*, *Gennaria diphylla*, et plus rarement *Anthyllis barba-jovis*, *Prasium majus* et *Ambrosina bassii*. L'*Euphorbia dendroïdes* y constitue localement de beaux peuplements. Les maquis développés sur calcaire sont riches en *Arbutus unedo* mais pauvres en *Erica arborea* qui supporte mal ce type de substrat qui est, par contre, plus favorable que la silice à des arbustes comme *Rhamnus alaternus*.

Les bords des ruisseaux intermittents (oueds) sont colonisés par *Vitex agnus-castus*. Les rochers siliceux portent diverses espèces d'Asplenium et à la Trinité de Bonifacio le rarissime endémique *Centranthus trinervis*. Sur les rochers calcaires ombragés, on peut observer le rare *Phyllitis sagittata*. Dans la région calcaire de Bonifacio, les pelouses sont très riches en *Orchidaceae* (et tout particulièrement en espèces du genre *Ophrys*). Dans la partie siliceuse, diverses mares temporaires comme les Tre Padule de Suartone et les Tre Padule de Frasselli, souvent entourées de formations à *Erica scoparia*, sont colonisées par une végétation particulière où l'on peut noter des raretés telles que *Isoetes velata*, *Littorella uniflora*, *Pilularia minuta*.

## 3. La végétation de l'étage mésoméditerranéen

La végétation de l'étage mésoméditerranéen occupe dans cette région les superficies les plus importantes. Elle s'y développe uniquement sur silice (granites).

On peut reconnaître aisément deux horizons dans cet étage. L'horizon inférieur est caractérisé par la présence et l'abondance de *Quercus suber*, *Myrtus communis*, *Pistacia lentiscus*, *Teline monspessulana* et de *Calycotome villosa*. L'horizon supérieur est marqué par la disparition ou l'extrême raréfaction des espèces précédentes et l'apparition ou l'augmentation d'importance de *Quercus pubescens* et de divers éléments mésophiles.

Les forêts sclérophylles sont largement dominantes. Les bois de *Quercus suber* sont fréquents et localisés sur des sols relativement épais et conservant assez bien l'humidité. Ils ne dépassent guère 500 m d'altitude. Dans les secteurs les plus secs à sols maigres, ils sont remplacés par des bouquets ou des forêts de *Quercus ilex*. Ce dernier devient prépondérant à l'horizon supérieur de l'étage trop froid pour le chêne-liège. D'autre part, des forêts-maquis très élevées (5-10 m) d'où les deux espèces de *Quercus* peuvent être absentes, sont assez largement développées. Ces forêts-maquis sont surtout constitués par *Arbutus unedo*, *Erica arborea* (plus rarement *Erica scoparia*), *Phillyrea latifolia*, *Fraxinus ornus*, *Viburnum tinus*, *Smilax aspera*, *Clematis flammula*, *Lonicera implexa*, *Lonicera etrusca*, *Rubia peregrina* subsp. *requienii*... Des maquis moins élevés (2-5 m), à même composition floristique, leur sont fréquemment associées. Ces divers ensembles offrent des variantes thermophiles et mésophiles suivant la position et l'altitude.

Le *Pinus pinaster* constitue des forêts relativement bien développées à ce niveau, avec un sous-bois de type maquis. Ces forêts semblent souvent avoir succédé à des forêts sclérophylles après incendie (et à la longue, le pin maritime pourrait y être éliminé par le retour des arbres sclérophylles), mais dans certains secteurs au relief accidenté ne permettant pas une couverture arborescente dense, elles semblent bien être naturelles et pouvoir persister en tant que stade forestier terminal.

Les forêts caducifoliées, nettement moins étendues ici, sont surtout présentes sur des sols plus épais ou des substrats bien fissurés. Il s'agit de bouquets ou de bois de *Quercus pubescens* dont le cortège floristique est proche de celui des forêts sclérophylles mais avec un lot notable d'espèces mésophiles et de groupes de *Castanea sativa* (toujours d'origine anthropique) installés dans les conditions les plus fraîches (vallons frais à sols profonds).

Les bords de rivières sont peuplés d'*Alnus glutinosa*, *Alnus cordata*, *Erica terminalis*, *Osmunda regalis*.

L'étage mésoméditerranéen est aussi matérialisé par des fruticées naines (ne dépassant guère 50 cm de hauteur) à *Helichrysum italicum*, *Lavandula stoechas*, *Rosmarinus officinalis*, *Genista corsica*, *Stachys glutinosa*, *Teucrium marum*, ainsi que par de nombreuses cistaies à *Cistus monspeliensis*, *C. salviifolius*, *C. creticus*.

Les pelouses sont largement dominées par les plantes annuelles et souvent complètement desséchées en été. Les mares temporaires à *Isoetes* sont assez fréquentes. Les dalles granitiques portent souvent des tapis de *Sedum caeruleum* (orpin rouge à fleurs bleu-pâle).

#### 4. Le massif de Cagna (étage supraméditerranéen et montagnard)

Ce massif granitique, le plus méridional de Corse dépassant 1 000 m, est caractérisé par des sommets pyramidaux constitués de chaos à gros blocs et par le fait qu'il accroche très fréquemment les nébulosités. Il s'en suit une humidité notable (sources, ruisselets, fortes rosées en été) dans la partie culminale qui porte un étage montagnard à sapin et divers groupements de pelouses hygrophiles.

La végétation des parties basses de la Montagne de Cagna (au-dessous de 700 à 900 m) relève de l'étage mésoméditerranéen et a été décrite ci-dessus. Le passage du mésoméditerranéen au supraméditerranéen est marqué par la disparition d'*Arbutus unedo*, *Rosmarinus officinalis* et *Lavandula stoechas* et l'apparition d'éléments comme *Poa balbisii* et *Rosa serafinii*.

##### • Étage supraméditerranéen

Les forêts sclérophylles de *Quercus ilex* sont encore présentes mais nettement plus discrètement et avec un cortège floristique moins thermophile qu'à l'étage mésoméditerranéen.

Les forêts de *Pinus pinaster* couvrent des surfaces importantes et ont un sous-bois constitué par *Erica arborea* et parfois *Erica scoparia*. Relativement à celles de l'étage mésoméditerranéen, on note une nette augmentation d'importance de la flore eurosibérienne et l'apparition d'éléments comme *Taxus baccata*.

Des maquis à *Erica arborea* (parfois avec *E. scoparia*) sont bien développés ; des fruticées naines à *Helichrysum italicum*, *Anthyllis hermanniae*, *Genista salzmannii*, *Thymus herba-barona*, *Rosa serafinii*, occupent aussi des surfaces notables. Les pelouses sont dominées par les espèces vivaces, tout en comportant encore quelques annuelles.

##### • Étage montagnard

Du point de vue floristique, le passage du supraméditerranéen au montagnard est marqué par la disparition de *Quercus ilex* et *Pinus pinaster* et l'apparition d'*Abies alba*, d'*Acer pseudoplatanus* et de *Juniperus communis* subsp. *alpina*.

Les sapinières de Cagna, outre les trois espèces citées, comportent aussi des éléments comme *Ilex aquifolium*, *Taxus baccata*, *Sorbus aucuparia* subsp. *praemorsa* et une strate herbacée riche en éléments eurosibériens. Elles sont

bien développées sur les chaos, mais les changements climatiques récents ont entraîné des dépérissements dans certains secteurs devenus trop secs.

Les zones planes résultant de la sédimentation d'éléments apportés par des ruisselets constituent des « Piani » dont le plus vaste est le Pianu d'Ovace. Le développement de sphaignes dans ces milieux humides a conduit à la formation de sols tourbeux qui portent des pelouses hygrophiles (à *Eleocharis multicaulis* et sphaignes) et méso-hygrophiles (à *Nardus stricta* et *Ophioglossum azoricum*). En 1967, ces pelouses étaient pâturées, vastes et assez rases. En 2009, la déprise pastorale est notable, ces pelouses sont plus hautes et surtout assez largement envahies par les bruyères (*Erica terminalis* et *Erica scoparia*) et le sapin.

Les milieux moins humides portent des fruticées naines à *Juniperus communis* subsp. *alpina*, tandis que les sols encore plus secs sont couverts de *Thymus herba-barona* et *Genista salzmannii* var. *lobelioides*.

Les groupements de parois rocheuses font apparaître de belles espèces endémiques comme *Castroviejoa frigida* et *Potentilla crassinervia*.

### PRÉHISTOIRE ET ARCHÉOLOGIE

#### Occupations préhistoriques dans le cadre géographique élargi de la feuille de Sotta – Bonifacio

Au Sud de la Corse, la feuille de Sotta recouvre la plus grande partie de la Pian d'Avretu, vaste dépression allongée d'origine pour partie tectonique, au pied de la montagne de Cagna. Notre espace de compréhension intègre le plateau calcaire de Bonifacio et le massif pénéplainé granitique de Chera et représente une étendue de 520 km<sup>2</sup> environ. Ce territoire comporte donc trois grandes unités géomorphologiques : le graben Sotta-Figari ou Pian' d'Avretu, le plateau de Bonifacio et le massif de Chera.

Il est séparé de la Sardaigne par le détroit de Bonifacio jalonné par un semis d'îles et d'îlots. La traversée la plus courte est d'à peine 4,3 milles nautiques, soit 7,9 km environ, entre les îles Lavezzi et Razzoli, cette dernière située au Nord-Ouest de l'archipel de la Maddalena. La distance est sensiblement identique entre I Lavezzi et le cap Punta Falcone au Nord de Santa Teresa di Gallura, pour 4,7 milles nautiques soit 8,8 km environ. Les variations eustatiques ont profondément affecté la morphologie des côtes, les terres disponibles et la nature des relations entre les deux îles. Quelques rappels s'imposent. Dès la fin de la période glaciaire du Würm, la remontée du niveau marin est constante bien qu'elle s'effectue par palier. Le niveau le plus bas est atteint vers 15 000 avant J.-C. à -110 m. À ce moment, le détroit de Bonifacio est totalement exondé puisque les profondeurs maximales atteignent 100 m. Vers 13 500 avant J.-C.,

on estime que le niveau a gagné 30 m puis vers 11 000 avant J.-C. 25 à 30 m supplémentaires pour se stabiliser à -55 m et s'y maintenir jusque vers 9 000 avant J.-C. Puis le niveau remonte rapidement à partir de 8 500 avant J.-C pour se rapprocher de l'actuel, à -6/-5 m, aux alentours de 6 000 avant J.-C. Cela fait donc 15 000 ans au moins que les échanges entre la Corse et la Sardaigne doivent se faire par voie maritime et impliquent forcément une navigation maîtrisée.

La recherche préhistorique dans cette région s'appuie sur des travaux ponctuels qui se sont développés essentiellement dans la deuxième moitié du XIX<sup>e</sup> siècle. Le point de départ de cet intérêt est la visite de Prosper Mérimée en Corse, d'août à octobre 1839. Il visite d'ailleurs les curieuses tombes de Cervaricciu dans la région de Figari : il s'agit en fait de la nécropole mégalithique de Vasculacciu. De même, les sites du plateau de Bonifacio ont très tôt attiré l'attention des archéologues, avec notamment les très intéressants travaux de Charles Ferton, au tournant du XX<sup>e</sup> siècle.

Cette région a fait l'objet d'une attention constante tout au long de la deuxième moitié du XX<sup>e</sup> siècle et plusieurs fouilles importantes s'y sont déroulées, en particulier sous la direction de R. Grosjean. En premier lieu, on retiendra la fouille du grand abri d'Araguina-Sennola, qui a livré la première stratigraphie couvrant toutes les périodes anciennes de l'histoire de la Corse, depuis l'âge du Fer jusqu'au Mésolithique (Gagnière *et al.*, 1969). Pour la première fois, des niveaux anté-néolithiques, dont on sait aujourd'hui qu'ils représentent un véritable Mésolithique, ont été identifiés dans l'ensemble corso-sarde, faisant ainsi reculer le peuplement de la Corse de presque deux millénaires (Lanfranchi et Weiss, 1978). La fouille s'est achevée en 1975 par la découverte d'une sépulture mésolithique intacte, la désormais célèbre « Dame de Bonifacio ».

Après la fouille du grand abri d'Araguina-Sennola, les travaux se poursuivront dans les décennies suivantes, avec notamment les travaux sur les établissements de plein air du Mésolithique et du Néolithique ancien et moyen de Longone (Lanfranchi, 1987) et la fouille de l'abri effondré du Monte Leone qui a permis de renouveler notre connaissance du Mésolithique insulaire (Vigne, 1998). Depuis la fin des années quatre-vingt-dix, de petites opérations d'archéologie préventive ont aussi permis de préciser le contexte d'un certain nombre de découvertes anciennes, l'abri Ferton dans le ravin de la Catena par exemple (Tramoni et Paolini, 1997), ou les vestiges des grands établissements de plein air de Bonifacio (Tramoni, 2002).

En dehors du plateau calcaire de Bonifacio, les opérations de fouilles sont restées limitées aux recherches de R. Grosjean et de son équipe, recherches qui se sont concentrées dans le Pian' d'Avretu sur les habitats fortifiés de l'âge du Bronze et des sites mégalithiques (Grosjean, 1967, 1972 ; Virili et Grosjean,

1979). Ce dernier aspect a été développé par F. de Lanfranchi avec la fouille d'une des sépultures en coffre du site de Poghjaredda à Sotta (Lanfranchi, 1985). Enfin, on insistera sur la place prépondérante occupée par A. Pasquet, qui, depuis plus de trente ans, conduit régulièrement des prospections archéologiques dans cette région et qui a permis de produire l'une des cartes archéologiques les plus complètes de Corse (Pasquet, 1979, 2001 ; Pasquet et Tramoni, 1997). Plusieurs opérations d'évaluation ont été réalisées sur des habitats néolithiques autour du golfe de Porto-vecchio (Tramoni, 2000). Dans ce contexte, l'attention s'est portée sur la nécropole de Vasculacciu, qui se révèle être un cas particulier : les travaux de J. Liégeois et R. Grosjean en 1960 sur ce site sont le point de départ de la chronologie du mégalithisme de la Corse (Grosjean et Liégeois, 1964). Cette question a été récemment reprise à partir de nouvelles fouilles sur ce site (Tramoni *et al.*, 2003, 2007).

La question d'un peuplement paléolithique de l'ensemble corso-sarde reste ouverte, même si, dans l'état actuel des recherches, aucune donnée ne vient confirmer l'existence d'une occupation antérieure à 10 000 avant J.-C. dans le bloc sardo-corse.

À partir du IX<sup>e</sup> millénaire avant J.-C., la présence de l'homme est attestée avec certitude. Pour le Mésolithique donc, les occupations sont localisées autour de Bonifacio, avec les sites d'Araguina-Sennola, Longone et Monte Leone. Des indices de sites mésolithiques ont récemment été identifiés au Nord de Porto-Vecchio, entre les golfes de San Ciprianu et de Pinareddu. Enfin, un grand site de plein air a été récemment découvert par A. Pasquet près de la tour d'Ulmetu, sur la commune de Monacia d'Aullène. Le site de Punta di Canisjonu, sur la marge nord de notre espace de compréhension, est actuellement en cours de fouilles (Cesari *et al.*, 2009).

Il existe de véritables discontinuités stratigraphiques entre les occupations mésolithiques et le Néolithique ancien, là où il est possible de les observer, comme à Araguina-Sennola et Longone. Un hiatus chronologique de plusieurs siècles se situe entre les occupations mésolithiques les plus récentes, aux alentours de 6500 avant J.-C. et le début du Néolithique ancien, vers 5800-5700 avant J.-C. Le peuplement mésolithique, pérenne pendant plus de deux millénaires, disparaît dans le courant du sixième millénaire, sans que l'on soit en mesure d'apporter d'explications satisfaisantes pour éclairer les causes et les mécanismes de cette extinction.

À partir de 5800 avant J.-C., l'ensemble corso-sarde est touché par un courant diffusionniste, ayant pour origine la Méditerranée orientale. Le relais siculo-italique a probablement joué un rôle clé dans cette diffusion maritime. La néolithisation de l'ensemble corso-sarde s'intègre donc dans un large mouvement sud-nord dans la migration globale venue d'orient, mouvement qui progresse de façon discontinue et saltatoire. Il ne s'agit donc pas d'une diffusion

nord-sud empruntant le pont formé par l'archipel toscan, hypothèse fondée sur une simple question de proximité géographique et non sur des bases chronologiques et structurelles (Camps 1988 ; Lanfrachi et Weiss, 1998).

Les sites du Néolithique ancien cardial sont bien représentés dans la région de Bonifacio, y compris les évolutions culturelles ultérieures qui couvrent la presque totalité du sixième millénaire avant notre ère. Dans le massif de Chera, aucun site de cette période n'est connu alors qu'en Pian' d'Avretu, plusieurs indices ont été répertoriés, notamment sur la butte de Bufua, à proximité de l'aéroport de Figari, mais aucun grand établissement de plein air n'a pour l'instant été clairement identifié, en dehors des grandes stations de plein air du Campo Romanello, à l'Est de la cité de Bonifacio.

La fin du Néolithique ancien est, d'une manière générale, très mal documentée. Pour toute la Corse, seule la stratigraphie de Strette, dans le Nord, apporte quelques éléments d'informations. On peut cependant mentionner les vestiges découverts à Tozze Bianche-Urtali, à l'Ouest du golfe de San Ciprianu.

Le Néolithique moyen débute vers 4900-4800 avant J.-C. À partir de ce moment seulement, la néolithisation s'achève avec l'émergence de sociétés de plus en plus complexes ancrées sur des territoires de mieux en mieux définis.

Le renouvellement des productions matérielles est caractérisé par l'apparition des premières céramiques segmentées à surfaces polies, dites aussi céramiques lisses. La décoration est, dans la phase ancienne au moins, très structurée, à la fois imprimée et incisée. L'industrie lithique est essentiellement basée sur l'exploitation de l'obsidienne sarde mais la part des ressources locales dans l'économie de débitage varie fortement suivant le statut des établissements. Sur les grands sites de plein air, comme Vasculacciu, Tivulaghju, U Monte, l'obsidienne est de loin le matériau le plus abondant. Sur les sites spécialisés, en relation avec l'exploitation d'écosystèmes particuliers, littoraux par exemple, les ressources locales, quartz et rhyolites filoniennes principalement, sont exploitées massivement. Néanmoins, il existe un réseau d'échange à grande échelle intégrant la Corse mais qui implique les sociétés riveraines de la mer tyrhénienne et, au delà jusqu'au midi méditerranéen français ; ce réseau va connaître un important développement jusqu'au Néolithique récent.

L'outillage poli fournit parmi les plus beaux exemplaires de lames de hache, certaines pouvant atteindre jusqu'à plus de 20 cm de longueur. Il est vrai qu'il s'agit d'un mobilier particulier, interprété comme des pièces d'apparat dites aussi « cérémonielles » découvertes en relation avec des contextes funéraires (Vasculacciu). Les parures en pierre retiennent l'attention : pendeloques rectangulaires, arcquées ou plates, petites perles olivaires, micro-perles plates en schistes et surtout remarquables bracelets en serpentine, provenant essentiellement de la région de Porto-Vecchio.

Ces productions permettent de reconnaître un groupe culturel centré sur le Sud de la Corse, appelé Bonu Ighinu corse. Les niveaux du Néolithique moyen d'Araguina-Sennola et de Longone, le site de Cala Sciumara et la sépulture du Monte Leone, entre autre, sont rattachés à ce groupe. Plusieurs établissements de plein air du Pian' d'Avretu de cette période sont connus et indiquent un peuplement relativement important : le site de Foce di Termini, à Trinité de Porto-Vecchio, l'établissement de plein air de Cileca, à proximité du hameau du Stabiacciu. Sur la commune de Figari, le grand éperon rocheux de U Monte a connu une longue occupation ; un établissement de plein air du Néolithique moyen y a été reconnu récemment. Il pourrait s'agir de l'un des plus vastes habitats du secteur.

Dans la deuxième moitié du V<sup>e</sup> millénaire, une diversification des productions céramique et lithique permet d'individualiser le faciès dit de San Vincente, du nom d'un ensemble d'abris-sous-roche de la région de Sartène. Plusieurs sites de la région de Sartène, de l'Alta-Rocca et du Pian'Avretu renvoient au groupe de San Vincente. Sur le plateau de Bonifacio, la fréquentation des grands abris sous roche semble par contre très discrète.

Le Néolithique moyen marque l'émergence des premières architectures mégalithiques, tant funéraires que cérémonielles. Le Pian'Avretu recèle quelques-unes des plus belles sépultures mégalithiques en coffre sous tumulus de la Corse et de très nombreux sites sont recensés : en premier lieu, la grande nécropole de Vasculacciu, entre Sotta et Figari, mais aussi les coffres de Poghjareda à Sotta, de Tivulaghju et de Muchjastu à Porto-Vecchio par exemple.

Le Néolithique récent, à partir de 3800 avant J.-C., est représenté en Corse par un groupe dont les productions sont relativement bien connues : le Basien. Dans le Sud de l'île, les productions céramiques sont marquées par une gamme de récipients de forme sphérique, à col court et épaulement bien marqué, équipés de bord déversé. Les vases sont fréquemment décorés de cordons en faible relief qui peuvent être isolés ou associés par paire ou par triplette ; ils peuvent être disposés en faisceau, verticalement ou être obliques. Les fonds sont ronds ou montés sur collerette et dit annulaires. Les pâtes généralement épurées sont abondamment dégraissées ; la cuisson est réductrice, bien conduite, ce qui donne une palette chromatique uniforme dans les tons foncés, du marron au brun. L'industrie lithique est essentiellement tirée sur obsidienne, importée de Sardaigne et plus précisément du Monte Arci mais pas seulement. Le débitage laminaire à la pression est largement diffusé : il est orienté vers la production de supports standardisés. Les roches locales, rhyolite et quartz, sont exploitées mais dans une mesure moindre.

Le Basien est bien représenté dans le Pian' d'Avretu où plusieurs habitats ont été repérés : Bufua et U Monte à Figari, Valavò, Erbaghjolu à Sotta, Nulachju à

Porto-Vecchio. Sur le plateau de Bonifacio, l'abri du Bonnet du Prêtre a livré, hors contexte, de très nombreuses lamelles sur obsidienne, obtenues par pression et une céramique tout à fait en concordance avec les productions basiennes. Un grand poignard en silex y a été découvert fortuitement. Mais les données les plus abondantes et les plus fiables ont été produites sur le site de Bufua, déjà occupé au Néolithique ancien cardial.

Les phases finales du Basien, vers 3 400 avant J.-C., voient un net regain des influx sardes, ce qui se traduit dans la céramique par l'apparition de nouvelles formes et surtout de nouveaux décors, qui trouvent de nombreuses correspondances avec les productions de la culture d'Ozieri. L'industrie lithique est marquée par une régression des importations d'obsidienne au profit du silex de l'Anglona, région du Nord de la Sardaigne, témoignant d'un réseau de diffusion plus restreint. Sur la marge du massif de Chera, un abri sous roche a livré une série de vestiges, notamment céramiques, et un grand poignard à soie en silex sur plaquette. Cette pièce complète et unique en cela, rappelle les exemplaires découverts sur les grands sites sardes de cette période. Des pointes de flèches sur silex ou obsidienne à limbe allongé et ailerons très dégagés font aussi leur apparition.

C'est dans ce contexte que se met en place vers 3 100 avant J.-C. le Terrinien, groupe culturel qui couvre l'ensemble de l'île, pratiquant très tôt la métallurgie du cuivre. Les productions céramiques et lithiques sont très caractéristiques, identifiées à partir des vestiges découverts sur le site de Terrina, au Sud de la ville antique d'Aleria, en plaine orientale. Le vaisselier est dominé par des formes simples, ouvertes et basses, généralement à fond plat ou plus rarement en calotte. Les formes les plus typiques sont des écuelles et des bols décorés de chevrons ou de bandes brisées couvrantes, depuis la base jusqu'à l'embouchure et obtenus par de fines incisions parallèles réalisées après cuisson avec une pointe vive très fine (objet métallique ?). Parallèlement à cette production très aboutie, existe une production nettement moins investie, pour les grands récipients de stockage et pour des récipients d'un usage particulier procédant d'une chaîne opératoire culinaire bien précise, les vases à perforation en ligne sous le bord. La métallurgie du cuivre est pratiquée dès le début du Terrinien. La fréquence des pointes de flèches pédonculées, principalement sur rhyolite, plus rarement sur silex, exceptionnellement sur obsidienne, est un marqueur du Néolithique final et l'on en compte plusieurs centaines sur les habitats de cette période.

Les établissements terriniens à avoir été l'objet de fouilles sont peu nombreux : outre le site éponyme, on peut signaler en Balagne, le site de A Mutola ; sur la côte ouest, au nord d'Ajaccio, l'éperon du Monte Lazzu ; dans la vallée du Taravu, le grand site d'I Calanchi ; dans la région de Sartène, l'établissement de Pianu di u Grecu perché au-dessus du plateau de Cauria. Seuls Terrina, I Calanchi et Pianu di u Grecu ont livré des vestiges d'activités métallurgiques.

Aucun habitat de plein air n'est pour l'instant recensé sur le plateau de Bonifacio mais le site côtier d'U Stagnolu, qui occupe une situation inédite en bordure d'étang, se trouve immédiatement au Sud du cap granitique de A Tonnara. Dans le Pian d'Avretu, plusieurs établissements sont recensés. On retiendra plus particulièrement Punta Panecali, au-dessus du hameau de Venciugnu à Porto-Vecchio et Punta Campana, sur la commune de Sotta, apparaît comme l'établissement le plus important de la partie centrale du Pian d'Avretu. Plus à l'Ouest, le vaste éperon rocheux d'U Monte a connu une importante occupation à la fin du Néolithique ainsi que la butte de Bufua, dominant les étangs de Caniccia. Sur la rive nord du golfe de Figari, le site d'I Tighjali est un complexe habitat-sépultures sous tafonu, suivant le même schéma qu'à I calanchi, dans la basse vallée du Taravu.

Cependant, le Terrinien final, bien documenté dans le Sud de la Corse uniquement, à I Calanchi mais aussi à Punta Campana, est marqué par une forte modification des productions céramiques qui se manifeste non seulement par la simplification du répertoire formel mais aussi avec l'apparition de formes nouvelles. Parallèlement, on assiste à l'enrichissement de la syntaxe décorative, traduisant des emprunts et donc des contacts et des échanges avec les régions de tradition campaniforme qui entourent la Corse, la Sardaigne en premier lieu. Le Néolithique s'achève au début du II<sup>e</sup> millénaire avant J.-C. Le véritable basculement semble s'être opéré après 1900 avant notre ère, avec la première phase de l'âge du Bronze.

La deuxième partie du Bronze ancien et l'intégralité du Bronze moyen voient se développer dans tout le secteur du Pian d'Avretu et du plateau de Chera, des petits habitats groupés, perchés et fortifiés, comprenant généralement une torra, en position de perchement absolu. Cette multiplication des habitats résulte d'une lente augmentation démographique, sensible dès le Terrinien, mais témoigne aussi d'un morcellement des groupes humains dans un contexte de compétition accrue pour le contrôle des territoires. L'existence de ce type d'habitat suggère une hiérarchisation de plus en plus forte de ces groupes conduisant potentiellement à l'apparition de véritables chefferies.

Les habitats de l'âge du Bronze sont significativement mieux connus sur le versant tyrrhénien du Pian d'Avretu. Les données sont nettement plus lacunaires sur le versant occidental bien que plusieurs établissements de l'âge du Bronze soient connus, notamment Punta di Casteddu, perché au-dessus du village de Figari, Cinaghja plus à l'Ouest mais toujours sur la commune de Figari et U Casteddu à Pianottoli. Sur le plateau de Bonifacio, aucun établissement, fortifié ou non, n'est pour l'instant recensé, ce qui conduit à considérer comme possible une déprise du peuplement dans ce secteur, même si la stratigraphie d'Araguina montre que les grands abris continuent d'être utilisés temporairement.

Sur le versant tyrrhénien du Pian d'Avretu, autour du site de Tappa, s'organisent vraisemblablement les sites perchés de Ceccia et Bruschiccia, la petite torra de Punta di Cileca et son système défensif, et les enceintes de Punta di l'Acula. Les casteddu de Nulachju, Cagola et Punta di u Niddu, les enceintes de Nota et Punta Bonifaziu forment probablement un autre réseau dont le site principal semble bien être Nulachju. D'ailleurs, tout comme Tappa, ce dernier habitat a connu une forte occupation à la fin du Néolithique.

Le casteddu d'Araghju s'inscrit aussi dans un réseau dont le site principal semble bien être celui de Torre mais les questions de chronologie sont ici à prendre en compte. Le massif de Chera a connu une forte occupation à l'âge du Bronze mais les données restent trop lacunaires pour alimenter une analyse spatiale.

Alors que les statues-menhirs, armées ou non, sont l'une des manifestations les plus spectaculaires de l'âge du Bronze de la Corse, le phénomène paraît avoir eu peu d'impact dans la région. Deux statues-menhirs seulement sont recensées dans la région et les groupes ou alignement de pierres dressées semblent d'une rareté remarquable. La statue-menhir armée de Vaddi à Zonza, en contrebas de l'habitat perché et fortifié du même nom, domine le golfe de San Ciprianu. La statue-stèle de Torre, découverte à proximité d'un petit aquifère de fond d'alvéole, se trouve au pied sud-ouest de l'habitat de l'âge du Bronze du même nom. Elle a probablement été découverte à proximité de son lieu d'érection. Trois groupements de menhirs ont été identifiés, Tozze Bianche à Zonza, déjà signalé, Piscia à Porto-Vecchio et de Chjusa à Figari. Ces deux derniers sites apparaissent largement remaniés. De ce point de vue, la disjonction entre la région du Pian d'Avretu et les régions proches, notamment la Rocca et l'Alta-Rocca est évidente.

De nombreux habitats fortifiés de l'âge du Bronze vont continuer d'être occupés au début de l'âge du Fer, parfois restructurés comme pour Araghju. Dans le Pian d'Avretu et dans tout le secteur de Chera, les habitats se multiplient à l'extérieur des sites perchés. Toutefois les nouveaux établissements apparaissent pour la plupart sur des sites de hauteur : Cozza Torta et San Petru, sur la commune de Porto-Vecchio, sont les exemples les mieux connus. La céramique est simplement lissée et le répertoire formel est dominé par des tasses et des pots à feu tronconiques à fond plat, à col court et bord faiblement déversé. On trouve aussi de grands vases subcylindriques à ouverture rétrécie, décorés de cordons digités. Mais la décoration est essentiellement réalisée par des impressions ovales assez étirées, dites en « grains de riz ». Les motifs les plus répandus sont des bandeaux horizontaux non margés d'impressions verticales ou horizontales. Parfois les décors peuvent être plus élaborés, faisant intervenir d'autres types d'impressions ou des lignes incisées. En parallèle, coexistent des décors généralement couvrants, obtenus par brossage au peigne de toute la surface du vase. Ce n'est qu'au second âge du Fer, après le V<sup>e</sup> siècle avant notre

ère, que ce type de décor va se généraliser au détriment des impressions « en grains de riz ». L'aire de répartition de ce dernier décor déborde largement du Pian d'Avretu sur le sartenais et l'Alta-Rocca.

Plusieurs sépultures ont été étudiées, principalement dans la région de Porto-Vecchio, et nous permettent d'avoir une image plus précise des rites funéraires de l'âge du Fer. Dans tous les cas, l'inhumation secondaire est la pratique la mieux attestée et la plus répandue, avec ou sans réduction du corps par le feu ; le rite funéraire peut donc faire intervenir la crémation partielle des défunts. Les abris-sous-roche deviennent un lieu de sépulture définitive et peuvent faire l'objet de structurations très élaborées. On note des cas fréquents de réutilisation de sépultures mégalithiques. De grandes sépultures collectives avec dépôts successifs de corps et manipulation des ossements sont courantes. La sépulture de Nulachju est un exemple, parmi les plus significatifs, de ce type de grande tombe collective. À la limite communale de Porto-Vecchio et Sotta, Tappa 2 est une autre sépulture collective qui a livré un dépôt considérable de vases, accompagné de parures métalliques (Milanini *et al.*, 2009). Sur la Testa Vintilegna, un petit abri sous roche a restitué un dépôt constitué de quatre vases dont deux décorés dans le style « à grains de riz ».

Tout au long du premier âge du Fer, les échanges commerciaux avec le reste de la Méditerranée occidentale s'affermissent et plusieurs sites livrent, entre autres, des céramiques d'importation, notamment sur l'habitat de Cozza Torta où des productions étrusques et attiques ont été découvertes. D'ailleurs, les textes font mention, lors d'une expédition syracusaine contre les étrusques en 458, de la fondation d'un comptoir à Portus Syracusanus, c'est-à-dire dans le secteur du golfe de Porto-Vecchio ; une nouvelle expédition en 384, menée par Denys de Syracuse, permet de confirmer l'importance de ce comptoir. Des vestiges témoignant d'un vaste établissement situé en retrait de l'embouchure actuelle de l'Osu, pourraient signaler l'existence de ce comptoir et être attribués à l'antique Rubra. L'interprétation de la carte de Ptolémée, élaborée au II<sup>e</sup> siècle de notre ère mais redécouverte au XV<sup>e</sup> siècle et depuis lors sans cesse réinterprétée, permet de distinguer dans le Pian d'Avretu deux peuples « vivant en bourgades », les Subasanoi à l'Est et les Balatonoï à l'Ouest, avec deux grands habitats, respectivement Rubra et Phikaria.

La conquête romaine remplit les III<sup>e</sup> et II<sup>e</sup> siècles du fracas des armes : la Corse est un enjeu pour Rome face à Carthage et déjà, à l'issue de la première guerre punique (264-241), l'île est passée sous la domination de Rome ; mais il faudra attendre la fin du II<sup>e</sup> siècle pour que prennent fin les grandes révoltes insulaires, la dernière ayant eu lieu en 111 avant J.-C. L'archéologie apporte peu d'éléments pour permettre une approche socio-anthropologique de cette trame événementielle.

*SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES*

On trouvera des renseignements complémentaires et en particulier un itinéraire dans le guide géologique régional : Corse (Durand-Delga *et al.*, 1978), Paris : Masson édit. ; itinéraire n° 18.

*BIBLIOGRAPHIE*

- ALAMY Z., CHIARI J.-T. (2010) - Commune de Bonifacio. Renforcement des ressources en eau de la commune. Forages de recherche d'eau pour l'alimentation de la commune. Dossier de fin de travaux. 136 p.
- ALEXANDRE P. (2007) - U-Pb zircon SIMS ages from the French Massif central and implication for the pre-Variscan tectonic evolution in Western Europe. *C. R. Geoscience*, 339, p. 613-621.
- AMAUDRIC DU CHAFFAUT S. (1971) - Étude géologique de la région de Solaro-Poggio-Di-Nazza (Corse sud-orientale). Thèse Doct. 3<sup>e</sup> cycle. Paris, 130 p.
- ARNAUD M., LOÏE-PILOT M.-D., MAGNE J., MONLEAU C., NEGRETTI B. (1989) - Le Néogène corse. Groupe français d'études du Néogène. Livret guide d'excursion, 32 p.
- ARTHAUD F., MATTE Ph. (1975) - Les décrochements tardi-hercyniens du Sud-Ouest de l'Europe. Géométrie et essai de reconstruction des conditions de déformation. *Tectonophysics*, 25, p. 131-171.
- ARTHAUD F., MATTE Ph. (1977) - Détermination de la position initiale de la Corse et de la Sardaigne à la fin de l'orogénèse hercynienne grâce aux marqueurs géologiques anté-mésozoïques. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 7 (4), p. 833-840.
- ARTHAUD F., MATTE Ph. (1977a) - Synthèse provisoire sur l'évolution tectonique et les raccords entre les segments hercyniens situés autour du bassin nord- Baléare (Sud de la France, Espagne, bloc corso-sarde). *C. R. Acad. Sc. Paris*, 243, p. 497-513.
- ARTHAUD F., MATTE Ph. (1977b) - Late Paleozoic strike-slip faulting in southern Europe and northern Africa: Result of a right-lateral shear zone between the appalachians and the Urals. *Geol. Soc. Ann. Bull.*, 88, p. 1305-1320.
- BARBEY P., GASQUET D., PIN C., BOURGEIX A.-L. (2008) - Igneous banding, schlieren and mafic enclaves in calc-alkaline granites: The Budduso pluton (Sardinia). *Lithos*, 104, p. 147-163.
- BARD E., HAMELIN N.-B., FAIRBANKS R., ZINDLER A. (1990) - Calibration of the <sup>14</sup>C timescale over the past 30 000 years using mass spectrometric U-Th ages from Barbados corals. *Nature*, 345 (6274), p. 405-410.

- BARTOLI P.-A. (1979) - Les minéralisations d'étain et de wolfram de la Corse du Sud. Relations avec le magmatisme alcalin permien. DEA Univ. Nice, 137 p.
- BAU M. (1996) - Controls on the fractionation of isovalent trace elements in magmatic and aqueous systems: Evidence from Y/Ho, Zr/Hf, and lanthanide tetrad effect. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 123 (3), p. 323-333.
- BELLAICHE G., REHAULT J.-P., VANNEY J.-R., AUZENDE J.-M., COURMES F., IRR F., ROURE F. (1979) - Plongées en submersible dans les cayons méditerranéens : principaux résultats de la campagne CYALIGURE. *Bull. Soc. géol. France*, 7, XXI, 5, p. 533-543.
- BELLAN G., BELLAN-SANTINI D., MASTROTOTARO F. (2001) - Campagna oceanografica della N/O « Antedon » nelle Bocche di Bonifacio (agosto 1960) : una rivalutazione dei risulti. *Biol. Mar. Medit.*, 8 (1), p. 590-592.
- BELLAN G., MOLINIER R., PICARD J. (1961) - Distribution et particularités des peuplements benthiques de l'étage circalittoral des parages de Bonifacio (Corse). *Rapp. p.v. réun. CIESMM*, 16 (2), p. 523-527.
- BELLON H. (1976) - Séries magmatiques néogènes et quaternaires du pourtour de la Méditerranée occidentale, comparées dans leur cadre géochronométrique. Implications géodynamiques. Thèse d'État, univ. Paris XI, Orsay, 367 p.
- BELLON H., MAURY R.-C., BELLAICHE G., MERMET J.-F., REHAULT J.-P., AUZENDE (1985) - Âge et nature des formations volcaniques prismées observées et prélevées dans le Canyon des Moines (Sud-Ouest Corse) pendant la campagne Cyaligure. *Mar. Geol.*, 67, p. 163-176.
- BONIN B. (1977) - Les complexes granitiques subvolcaniques de Corse : caractéristiques, signification et origine. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 7 (n° 4), p. 865-871.
- BONIN B. (1980) - Les complexes acides alcalins anorogéniques continentaux : l'exemple de la Corse. Thèse Doct. d'État, univ. Paris VI, 779 p.
- BOUCHEZ J.-L., GUILLET P., CHEVALIER F. (1981) - Structures d'écoulement liées à la mise en place du granite de Guérande. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 7, t. XXIII, n° 4, p. 387-399.
- BRALIA A., GHEZZO C., GUASPARI G., SABATINI G. (1981) - Aspetti genetici del batolite sardo-corso. *Rendiconti Soc. It. Min. Petro.*, 38 (n° 2), p. 701-764.
- BRAMBATI A., DEMURO S. (1992) - Submerged coastlines in the sector between Capo Testa and Punta di li Francesi (Northern Sardinia, Italy): geomorphological and sedimentological aspects. *Boll. Oceanol. Teor. Appl.*, 10 (2-4), p. 149-164.
- BRGM (1997) - Métaux lourds en Corse du Sud. Rapport BRGM R 39840, 49 p.
- BURAGLINI N., TRAVERSA G. (2000) - Mineral chemistry of late- Hercynian dykes from NW Corsica (France). *Per. Mineral.*, 69, p. 269-310.

- BURGEAP (2003) - Ville de Bonifacio, renforcement de l'alimentation en eau potable. Rapport de campagne 2003, 17 p.
- CABANIS B., LECOLLE M. (1989) - Le diagramme La/10-Y/15-Nb/8 : un outil pour la discrimination des séries volcaniques et la mise en évidence des processus de mélange et/ou de contamination crustale. *C. R. Acad. Sci., Paris*, Série II, 309, p. 2023-2029.
- CARANNANTE G., ESTEBAN M., MILLIRMAN J.-D., SIMONE L. (1988) - Carbonate lithofacies as paleolatitude indicators: problems and limitation. *Sedimentary geology*, 60, p. 333-346.
- CARMIGNANI L., CAROSI R., PISA A. (di), GATTIGLIO M., MUSUMECI G., OGGIANO G., PERTUSATI P.-C. (1994) - The Hercynian chain in Sardinia. *Geodinamica Acta* (Paris), 7 (n° 1), p. 31-47.
- CASULA G., CHERCHI A., MONTADERT L., MURRU M., SARRIA E., (2001) - The Cenozoic graben of Sardinia (Italy): geodynamic evolution from new seismic and field data. *Marine and Petrol. Geol.*, 18, p. 863-888.
- CARMIGNANI G., ROSSI Ph. (1999) - Carte géologique et structurale de la Corse et de la Sardaigne à l'échelle 1/500 000. BRGM Orléans.
- CGG (1972) - Commune de Bonifacio, étude hydrogéologique par sondages électriques dans la vallée du Canelli, Compagnie Générale de Géophysique, 9 p.
- CHAPPELL B.-W., WHITE A.-J.-R. (1992) - I-type and S-type granites in the Lachlan fold belt. *Trans. Roy. Soc. Edinburgh: Earth Sci.*, 83 (1-2), p. 1-26.
- CLAUZON G. (1979) - Le canyon messinien de la Durance (Provence, France) : une preuve paléogéographique du bassin profond de dessiccation. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Paleocology*, 29, p. 15-40.
- COCHERIE A. (1984) - Interaction manteau-croûte : son rôle dans la genèse d'associations plutoniques calco-alkalines ; contraintes géochimiques (éléments en traces et isotopes du strontium et de l'oxygène). Thèse Doct. Sci., univ. Rennes I, 245 p. et document BRGM n° 90.
- COCHERIE A., ROSSI Ph., LE BEL L. (1984) - The Variscan calc-alkalic plutonism in Western Corsica: mineralogy and major and trace element geochemistry. *Physics of the Earth and Planet. Int.*, 35, p. 145-178.
- COCHERIE A., ROSSI Ph., FOULLIAC 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. (Isot. Geoscience section)*, 115, p. 173-211.
- COCHERIE A., ROSSI Ph., FANNING C.-M., GUERROT C. (2005) - Comparative use of TIMS and SHRIMP for U-Pb zircon dating of A-type granites and mafic tholeiitic complexes and dykes from the Corsican Batholith (France). *Lithos*, 82, p. 185-219.

- COCIRTA C., ORSINI J.-B., COULON C. (1989) - Exemples de mélange de magmas en contexte plutonique : les enclaves des tonalites-granodiorites du massif de Bono (Sardaigne septentrionale). *Canadian Journal of Earth Sciences*, 26 (n° 6), p. 1264-1281.
- COLLINA-GIRARD J. (1998) - Paliers bathymétriques observés en plongée au littoral occidental de la Corse. Conséquences néotectoniques. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 327, p. 121-126.
- COLLINA-GIRARD J. (2000) - Les paléolagons submergés de l'île de Marie-Galante (Antilles). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 331, p. 367-372.
- COLLINA-GIRARD J. (2002) - Underwater mapping of Late Quaternary submerged shorelines in the Western Mediterranean Sea and the Caribbean Sea. *Quaternary International*, 92, p. 63-72.
- COLLINA-GIRARD J., Degiovanni C., Lafont R. (1996) - Datation d'un paléorivage submergé (-100 m) à l'Ouest de la grotte Cosquer (Marseille, Méditerranée française). *C. R. Acad. Sci. Paris*, série IIa 322, p. 341-344.
- CONCHON O. (1975) - Les formations quaternaires de type continental en Corse orientale. Thèse Doctorat État, Paris 2 vol.
- CONCHON O. (1985) - Le Quaternaire littoral de Corse : nouvelles données. *Bull. Ass. Fr. Et. Quat.*, 1, p. 13-20.
- CONTRUCCI I., MAUFFRET A., BRUNET C., NERCESSIAN A., BETHOUX N., FERRANDINI J. (2005) - Deep structure of the North Tyrrhenian Sea from multi-channel seismic profiles and on land wide angle reflection/refraction seismic recordings (LISA cruise): Geodynamical implications. *Tectonophysics*, vol. 406, p. 141-163.
- Dahl P.-S. (1997) - A crystal-chemical basis for Pb retention and fission-track annealing systematics in U-bearing minerals, with implication for geochronology. *Earth Planet. Sci. Lett.* 150, p. 277-290.
- D'ANNA A., dir. (2009) - Cauria : site mégalithique de Stazonna - I Stantari (Sartène, Corse du Sud) : rapport 2009, Ajaccio/Aix-en-Provence, Collectivité territoriale de Corse/UMR 6636 « LAMPEA », 72 p.
- DEBON F., LE FORT P. (1983) - A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. Transactions of the Royal Society of Edinburgh: *Earth Sciences*, 73, p. 135-149.
- DEBON F., LE FORT P. (1988) - A cationic classification of common plutonic rocks and their magmatic associations: principles, method, applications. *Bulletin de Minéralogie*, 111, p. 493-510.
- DIDIER J. - Granites and their enclaves, developments in petrology. Elsevier ed., Amsterdam, 393 p.
- DIREN (2008) - Commune de Bonifacio, recherche d'eau par forage du Miocène. Rapport d'exécution d'un piézomètre (Sotta 13.0) et d'un forage d'exploitation (Sotta 14.Q), 18 p. et annexes.

- DÖRFLIGER N., FERRANDINI J., FERRANDINI M., MATHIEU F. (2002) - Caractérisation géométrique et hydrodynamique du causse de Bonifacio (Corse) à partir d'une synthèse des connaissances géologiques et hydrogéologiques et par méthodes géophysiques. BRGM/RP-51860-FR, 134 p., 24 fig., 7 tabl., 4 photos, 6 ann.
- DURAND-DELGA M., PEYBERNES B. (1986) - Reconstitution d'une succession mésozoïque de type sardo-provençal en Corse méridionale par l'étude de galets des conglomérats tertiaires de la région de Porto-Vecchio. *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 303, série II, n° 9, 12, p. 843-850.
- EBY G.-N. (1992) - Chemical subdivision of the A-type granitoids: Petrogenetic and tectonic implications. *Geology* 20, p. 641-644.
- EL BOUSEILY A.-M., EL SOKKARY A.-A. (1975) - The relation between Rb, Ba and Sr, in granitic rocks, *Chemical Geology*, vol. 16, p. 207-219.
- FERRANDINI M., GALLONI F., BABINOT J.-F., MARGEREL J.-P. (2002) - La plate-forme burdigalienne de Bonifacio (Corse du Sud) : microfaune (foraminifères, ostracodes) et paléoenvironnements. *Revue de Micropaléontologie*, 45 (1), p. 57-68.
- FERRANDINI J., GATTACCECA J., FERRANDINI M., DIENO A., JANIN M.-C. (2003) - Chronostratigraphie et paléomagnétisme des dépôts oligo-miocènes de Corse : implications géodynamique pour l'ouverture du bassin liguro-provençal. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 174, p. 357-371.
- FERRANDINI J., BEHOUX N., GAUTHIER A., FRECHET 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 M., BOUDAGHER-FADEL M.-K., FERRANDINI J., OUDET J., ANDRÉ J.-P. (2010) - Nouvelles observations sur les Miogypsinidés du Miocène inférieur et moyen de Provence et de Corse (France) et de Sardaigne septentrionale (Italie). *Annales de la Paléontologie* 96, 3, p. 67-94.
- FIERRO G., OZER A., PICAZZO M., ULZEGA A. (1981) - Les Bouches de Bonifacio : observations morphologiques. *Bull. Soc. Roy. Sci. Liège*, 50 (11-12), p. 426-432.
- FINETTI I.-R., DEL BEN A., FAIS S., FORLIN E., KLINGELÉ E., LECCA L., PIPAN M., PRIZZON A. (2005) - Crustal tectono-stratigraphic setting and geodynamics of the Corso-Sardinian block from new CROP seismic data. In: CROP project: deep seismic exploration of the Central Mediterranean and Italy (Ed I.R. Finetti), p. 413-446. *Atlases in Geoscience 1*, Elsevier, Amsterdam.
- FLOYD P.-A., WINCHESTER J.-A. (1975) - Magma type and tectonic setting discrimination using immobile elements. *Earth and Planetary Science Letters* 27, p. 211-218.

- FOURCADE S., CAPDEVILA R., OUABADI A., MARTINEAU F., (2001) - The origin and geodynamic significance of the Alpine cordierite-bearing granitoids of North Algeria. A combined petrological, mineralogical, geochemical and isotopic (O, H, Sr, Nd) study. *Lithos* 57 (2-3), p. 187-216.
- FROST B.-R., BARNES C.-G., COLLINS W.-J., ARCULUS R.-J., ELLIS D.-J., FROST C.-D., (2001) - A geochemical classification for granitic rocks. *Journal of Petrology* 42 (11), p. 2033-2048.
- FUMEY-HUMBERT F., MENOT R.-P., ORSINI J.-B. (1986) - Mise en évidence d'un magmatisme calco-alcalin original d'âge permien inférieur en Balagne (Corse du Nord-Ouest). *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 303, sér. D, p. 1105-1110.
- GAGNIÈRE S., LANFRANCHI F. (DE), MISKOVKY J.-C., PROST M., RENAULT-MISKOVKY J., WEISS M.-C. (1969). L'abri d'Araguina-Sennola à Bonifacio (Corse). *Bulletin de la société préhistorique française*, t. 66. Étude et Travaux, Paris 1969, p. 385-418.
- GALLAGHER K. (1995) - Evolving temperature histories from apatite fission track data. *Earth Planet. Sci. Letters* V, 136, p. 421-435.
- GALLONI F. (2003) - Organisation sédimentaire et anatomies récifales des systèmes carbonatés à silicoclastiques oligo-miocènes inférieurs de Provence et du bloc corso-sarde. Thèse de doctorat, Univ. de Provence, 254 p.
- GALLONI F., CORNÉE J.-J., REBELLE M., FERRANDINI M. (2001) - Sedimentary anatomies of early Miocene corals reefs in South Corsica (France) and South Sardinia (Italy) *Géologie méditerranéenne*, XXVIII, 1-2, p. 73-77.
- GAMISANS J. (1991) - La végétation de la Corse. *Compléments au Prodrome de la flore corse*. Annexe 2 (1-391). Genève. Ed. Conserv. & Jard. Bot.
- GAMISANS J. (1999) - La végétation de la Corse (ed. 2). Edisud ed. Aix-en-Provence.
- GATTACCECA J. (2001) - Cinématique du bassin liguro-provençal entre 30 et 12 Ma. Implications géodynamiques. Thèse de doctorat. Écoles des Mines de Paris, *Mémoires des Sciences de la Terre*, 41, 299 p.
- GATTACCECA J., DEINO A., RIZZO R., JONES D.-S., HENRY B., BEAUDOIN B., VADEBOIN F. (2007) - Miocene rotation of Sardinia: New paleomagnetic and geochronological constraints and geodynamic implications. *Earth Planet. Sci. Lett.* 258 (3-4) p. 359-377.
- GATTACCECA J., ORSINI J.-B., BELLOT J.-B., HENRY B., ROCHETTE P., ROSSI Ph., CHERCHI G. (2004) - Magnetic fabric of granitoids from southern Corsica and northern Sardinia and implications for Late Hercynian tectonic setting. *Journal of the Geological Society*, London., 161, p. 277-289.
- GENESSEAU M. (1972) - La structure du plateau occidental des Bouches de Bonifacio (Corse). *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 275D, p. 2295-2297.

- GENESSEAU M., BIZON G., GLAÇON G., MULLER C. (1977) - Un affleurement de marnes bathyales serravaliennes sur le plateau occidentale des Bouches de Bonifacio (Corse). *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 275D, p. 2295-2297.
- GENESSEAU M., REHAULT J.-P., THOMAS B. (1989) - La marge continentale de la Corse. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, t. V, n° 2, p. 339-351.
- GHEZZO C., ORSINI J.-B. (1982) - Lineamenti strutturali e compositionali del batholite ercineo Sardo-Corso in Sardegna. Guide geologiche regionali, *Soc. Geol. It.*, p. 165-181.
- GHEZZO G., RICCI C.-A., ORSINI J.-B. (éditeurs) (1989) - Le magmatisme paléozoïque (500-250 Ma) dans le segment varisque corso-sarde. Livret-guide d'excursion de la réunion extraordinaire des Sociétés géologiques de France et d'Italie (20-27 Mai 1989) ,90 p. Livre en dépôt à la Société géologique de France.
- GILLY (2001) - Étude préalable sur le drainage des karsts littoraux (A. Bouches du Rhône et Var, entre l'étang de Berre et Toulon, B. Corse : régions de Bonifacio et Saint-Florent). Document provisoire. Agence de l'eau Rhône Méditerranée Corse.
- GIRAUD L. (1983) - Contribution à la connaissance des granitoïdes corso-sardes. Étude pétrographique et structurale des granitoïdes de la région de Zicavo-Santa Lucia di Tallano (Corse du Sud). 197 p.
- GUENNOC P., FERRANDINI J., REHAULT J.-P., THINON I. (2004) - Evolution of the Corsica-Sardinia microplate: consequences of multiple rifting on the margin of the Western Bonifacio straits, in RST 2004. 20<sup>e</sup> Réunion des Sciences de la Terre, Strasbourg, France, 20-25/09/2004.
- GUENNOC P., FERRANDINI J., REHAULT J.-P., THINON I. (2004) - The Messinian paleomargin of the Western Bonifacio Straits: a witness of a multiple rifting history between Corsica and Sardinia. in The Messinian salinity crisis revisited. Eclipse project meeting and RCMS interim colloquium, Corte, France, p. 20-24.
- GUENNOC P., FERRANDINI J., CALLEC Y., REHAULT J.-P., THINON I. (2005) - Évolution Néogène du détroit corso-sarde. Paleotalus messinien et remplissage plio-quadernaire. REUNION A.S.F., Hyères, 2005.
- GUIEU G., ROUSSEL J. (1987) - Le bassin liguro-provençal (Méditerranée nord-occidentale) et ses relations avec les plissements provençaux et languedociens : arguments en faveur d'un bombement crustal précédant le rifting oligocène. *Géol. Médit.*, XV, 2, p. 123-141.
- GROSJEAN R. (1967) - Classification descriptive du Mégalithique corse. *Bull. Soc. Préh. Fr.*, t. 64, 3, Paris, 1967, p. 708-742.
- GROSJEAN R. (1972) - Diorama de la civilisation Torrèenne corse, dans Ettore (F.) ed. *Mélanges d'études corses*, Aix-en-Provence, 1972.

- GROSJEAN R., LIÉGEOIS J. (1964) - Les coffres mégalithiques de la région de Porto-Vecchio. *L'Anthropologie*, 1964, t. 68, n° 5-6, Paris, p. 527-548, 12 fig.
- HELBING H., TIEPOLO M. (2005) - Age determination of Ordovician magmatism in NE Sardinia and its bearing on Variscan basement evolution. *Jour. Geol. Soc. London*, 162, p. 689-700.
- HOLLANDE D. (1917) - Géologie de la Corse. *Bull. Soc. Sci. Hist. Et nat. Corse*, 35<sup>e</sup> année, n° 373-384, 466 p.
- HUGHES C.-J. (1973) - Spilites, Keratophyres, and the igneous spectrum. *Geological Magazine* 109 (1972) (6), p. 513-527.
- HUGHES C.-J., HUSSEY E.-M. (1976) - M and Mg values in igneous rocks: proposed usage and a comment on currently employed Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> corrections. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 40, p. 485-486.
- JAKNI B., POUPEAU G., SOSSON M., ROSSI Ph., FERRANDIN J., GUENNOG P. (2000) - Dénudations cénozoïques en Corse : une analyse thermochronologique par traces de fission sur apatites. *C. R. Acad. Sci., Paris*, 331, p. 775-782.
- JEANMONOD D., GAMISANS J. (2007) - Flora Corsica (1-1008). Edisud ed. Aix-en-Provence.
- JENSEN S. (1976) - A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks. Ontario Division of Mines Miscellaneous Paper 66, 22 p.
- KING P. L., CHAPPELL B.-W., ALLEN C.-M., WHITE A.-J.-R. (2001) - Are A-type granites the high-temperature felsic granites? Evidence from fractionated granites of the Wangrah Suite. *Australian Journal of Earth Sciences*, 48 (4), p. 501-514.
- LAGARDE J.-L., CAPDEVILA R., FOURCADE S. (1992) - Granites et collision continentale : l'exemple des granitoïdes carbonifères dans la chaîne hercynienne ouest-européenne. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, t. 163, n° 5, p. 597-610.
- LANFRANCHI F. (de) (1985) - La nécropole mégalithique de Monte Rotondo (Sotta, Corse), *Nuovo Bulletino archeologico sardo*, vol. II, Carlo Delfino editore, p. 77-86.
- LANFRANCHI F. (de) (1987) - Le Néolithique de l'extrême-sud de la Corse. *Archeologia Corsa*, études et mémoires n° 6-7, Saint-Étienne 1987, p. 44-54.
- LANFRANCHI F. (de), WEISS M.-Cl. (1978) - Araguina-Sennola, dix années de fouilles préhistoriques à Bonifacio. *Archeologia Corsa* n° 2, Ajaccio 1978, 167 p.
- LAMEYRE J., BOWDEN P. (1982) - Plutonic rock types series: discrimination of various granitoids series and related rock. *J. Volc. Geoth. Res.*, 14, p. 169-186.
- LAPADU-HARGUES P., MAISONNEUVE J. (1954) - Données préliminaires sur l'étude pétrographique de la partie méridionale de l'île de la Corse. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. LII, n° 241, p. 363.

- LAPADU-HARGUES P., MAISONNEUVE J. (1956) - Le champ filonien de Porto-Vecchio (Corse). *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. LIV, n° 250.
- LAPADU-HARGUES P., MAISONNEUVE J. (1962) - Feuille Porto-Pollo – Sartène. Carte géologique de la France à 1/80 000, 1<sup>ère</sup> édition.
- LAPORTE D. (1987) - Un exemple d'intrusion syntectonique : l'intrusion d'Île Rousse, Corse du Nord-Ouest. Étude pétrographique, minéralogique et géochimique. Analyse structurale. Thèse Doct. Univ. Saint-Étienne, 422 p.
- LAPORTE D., FERNANDEZ A., ORSINI J.-B. (1991) - Le complexe d'Île Rousse, Balagne, Corse du Nord-Ouest : pétrologie et cadre de mise en place des granitoïdes magnésio-potassiques. *Géologie de la France*, n° 4, p. 15-30.
- LARDEAUX J.-M., MENOT R.-P., ORSINI J.-B., ROSSI Ph., NAUD G., LIBOUREL G. (1994) - Corsica and Sardinia, in: Pre-Mesozoic terranes in France and correlative areas. J.D. Keppie ed., *Springer Verlag.*, p. 468-479.
- 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, ser. Ila, p. 957-964.
- LIBOUREL G. (1985) - Le complexe de Santa-Lucia di Mercurio (Corse). Ultra-mafites mantelliques, intrusions basiques stratifiées, paragneiss granulitiques. Un équivalent possible des complexes de la zone d'Ivrée. Thèse Doct., 3<sup>e</sup> cycle, univ. Toulouse, 461 p.
- MAISONNEUVE J. (1960) - Étude géologique sur le Sud de la Corse. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, 57, p. 47-276.
- MALUSKI H., MATTAUER M., MATTE Ph. (1973) - Sur la présence de décrochements alpins en Corse. *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 276, série D, p. 709-712.
- Maniar D., Piccoli P.-M. (1989) - Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America Bulletin* 101, p. 635-643.
- MARRE J. (1982) - Méthodes d'analyses structurales des granitoïdes « Manuels et Méthodes », n° 3, Orléans : BRGM édit.
- MARRE J., CONCHON O. (1984) - Feuille Sartène, Carte géologique de la France à 1/50 000, 1<sup>ère</sup> édition. Orléans : BRGM édit.
- MARRE J., ROSSI Ph., BOURGES P. (1981) - Architecture et chronologie des intrusions des granitoïdes varisques en Corse sud-occidentale. Processus de formation d'un secteur de batholite. *C. R. Soc. It. Miner. Petrol.*, 38 (1), p. 119-132.
- MARRE J., ROSSI Ph., ROUIRE J. (1981) - Architecture d'un secteur du batholite corso-sarde : les régions d'Ajaccio et de Sartène. *Bull. BRGM* (2) I, 2 p. 153-167.
- MARRE J., CONCHON O., GAUTHIER A. (1986) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Roccapina (1126). Orléans : BRGM. Notice explicative par Marre J., RossiPh., Conchon O., Gauthier A. (1994), 47 p.

- MARTINETTI J., SCHLESINGER M.-C., ROMBALDI M. (1995) - Porto-Vecchio et sa région. CNDP-CRDP de Corse. Ajaccio.
- MAURY E., ORCEL J. (1941) - Carte géologique de la Corse à 1/320 000, 2<sup>e</sup> édition. *Serv. Carte géol. Fr. Paris*.
- MELLETON J. (2008) - Modalités du recyclage de la croûte continentale dans l'orogène varisque par traçage *in situ* des zircons hérités (mesures U-Pb/LA-MC-ICPMS). Thèse doct. Géologie, Univ. Orléans.
- MENOT R.-P., ORSINI J.-B. (1990) - Évolution du socle anté-stéphanien de Corse: événements magmatiques et métamorphiques. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 70, p. 35-53.
- MOISSETTE P. (1996) - The cheilostomate bryozoan *Battopora rosula* (Reuss, 1848): a paleobathymetric indicator in the Mediterranean Neogene. p. 193-198. Reprinted from: Gordon D.-P., Smith A.-M., Grant-Mackie J.-A. (1996): *Bryozoans in Space and Time*. Proceedings of the 10th International Bryozoology Conference, Wellington, New Zealand, 1995. National Institute of water and Atmospheric Research Ltd, Wellington, 442 p.
- MONLEAU C., ARNAUD M., NEGRETTI B., ROSSI Ph. (1996) - Précisions stratigraphiques sur le Miocène inférieur et moyen du Sud de la Corse et de la Sardaigne. *Géologie méditerranéenne*, 23, 3-4, p. 235-241.
- MONOGHAN A. (2001) - Coeval extension, sedimentation and volcanism along the caenozoic rift system of Sardinia. In: Ziegler P.-A., Cavazza W., Robertson A.-H.-F., Crasquin-Soleau S., eds, *Peri-tethys Memoir 6: Peri-Tethyan Rift/Wrench Basins and Passive Margins. Mém. Mus. Nat. Hist. Nat.*, 186, p. 707-734.
- NENTIEN M. (1887) - Étude sur la constitution géologique de la Corse. *Mem. Serv. Carte Géol. Fr.*, 35, 214 p.
- Néraudeau D., Borghi E., Roman J. (1998) - Le genre d'échinide *Spatangus* dans les localités du Pliocène et du Pléistocène d'Émilie (Italie du Nord). *Ann. Paléontol.*, 8 (3-4), p. 243-264.
- NIEBELSEK J.-H. (1995) - Comparative taphonomy of Clypeateroids. *Eclogae geol. Helv.*, 88/3, p. 685-693.
- NONNIS O., ORRU P., ULZEGA A. (2000) - Geomorphic features of La Maddalena Archipelago (North-Eastern Sardinia). *Mem. Soc. Geol. It.*, 55, p. 421-424.
- ORSINI J.-B. (1976) - Les granitoïdes hercyniens corso-sardes ; mise en évidence de deux associations magmatiques. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (7), t. 18, p. 1203-1206.
- ORSINI J.-B. (1979) - Contribution à la connaissance des granitoïdes tardiorogéniques du batholite corso-sarde. Les enclaves sombres de l'association plutonique calco-alcaline. *Travaux lab. Sci. Terre*, série C, 3, univ. Saint-Jérôme, Marseille.

- ORSINI J.-B. (1980) - Le batholite corso-sarde : un exemple de batholite hercynien (structure, composition, organisation d'ensemble). Sa place dans la Chaîne Varisque de l'Europe moyenne. Thèse Doct. Sci., univ. Aix-Marseille III, 370 p.
- ORSINI J.-B., MICHON G., LAPORTE D., VELLUTINI P., FUMEY-HUMBERT F., CONCHON O., GAUTIER A. (1987) - Carte géol. France (1/50000), feuille Calvi (1105). Orléans : BRGM. Notice explicative par Orsini J.-B. avec la collaboration de Conchon O., Dominici R., Fumey-Humbert F., Laporte D., Michon G., Vautrelle C., Vellutini P. (1990), 57 p.
- ORSINI J.-B., GUEZZO C., RICCI C.-A., eds. (1989) - Le magmatisme paléozoïque (500-250 Ma) dans le segment varisque corso-sarde. Réunion extraordinaire des sociétés géologiques de France et d'Italie. Livret guide d'excursion déposé à la Soc. Géol. France.
- ORSZAG-SPERBER F. (1978) - Le Néogène de la Corse et ses relations avec la géodynamique de la Méditerranée occidentale. Thèse Doctorat Paris-Sud, 325 p., 82 fig., 23 pl.
- ORSZAG-SPERBER F., PILOT M.-D. (1976) - Grands traits du Néogène de Corse. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, XVIII, 5, p. 1183-1187.
- OTTAVIANI M.-M., TURPAULT M.-P., MEUNIER A. (1989) - Typologie des altérations hydrothermales dans un socle hercynien : une phase hydrothermale de l'Alpin en Corse hercynienne (France). *C. R. Acad. Sc. Paris*, 309, p. 1317-1323.
- OTTAVIANI-SPELLA M.-M., GIRARD M., CHEILLETZ A. (1996) - Les ignimbrites burdigaliennes du Sud de la Corse. Pétrologie et datation K-Ar. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 323, p. 771-778.
- OTTAVIANI-SPELLA M.-M., GIRARD M., ROCHETTE P., CHEILLETZ A., THINON M. (2001) - Le volcanisme acide burdigalien du Sud de la Corse : pétrologie, datation K-Ar, paléomagnétisme. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 333, p. 113-120.
- OTTMANN F. (1958) - Les formations pliocènes et quaternaires sur le littoral corse. *Soc. Géol. Fr.*, éd., Paris, 176 p.
- OTTMANN F. (1969) - Livret-guide de l'excursion C17 Corse du Sud du 8<sup>e</sup> congrès de l'INQUA., 106 p.
- PALAGI P., LAPORTE D., LARDEAU J.-M., MENOT R.-P., ORSINI J.-B., (1985) - Identification d'un complexe leptyno-amphibolique au sein des « gneiss de Belgodère » (Corse occidentale). *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 301, sér. II, p. 1047-1052.
- PAQUETTE J.-L., MENOT R.-P., PIN C., ORSINI J.-B. (2003) - Episodic and short-lived granitic pulses in a post-collisional setting: evidence from precise U-Pb zircon dating through a crustal cross-section in Corsica. *Chemical Geology*, 198, p. 1-20.
- PASQUALI C., TRAVERSA G. (1996) - Pétrographiy and Mineral Chemistry of late-hercynian dykes from southern Corsica. *Per. Mineral.*, 65, p. 213-256.

- PASQUALINI V. (1997) - Caractérisation des peuplements et types de fonds le long du littoral corse (Méditerranée, France). Thèse de doctorat, Université de Corse, P. Paoli, 190 p.
- PASQUET A. (1979) - Contribution à l'Atlas préhistorique de la région de Porto-Vecchio. *Archeologia Corsa*, étude et mémoire, n° 4, Saint-Étienne 1979, p. 53-81.
- PASQUET A. (2001) - Bufua et abords, commune de Figari, Ajaccio, Service régional de l'archéologie, 38 p.
- PEARCE J.-A., HARRIS N.-B.-W., TINDLE A.-G. (1984) - Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rock. *Journal of Petrology* 25 (4), p. 956-983.
- PEARCE J.-A. (1996) - Sources and settings of granitic rocks. *Episodes* 19(4), p. 120-125.
- PEARCE J.-A. (1996) - A User's Guide to Basalt Discrimination Diagrams. Trace Element Geochemistry of Volcanic Rocks: Applications for Massive Sulphide Exploration. D.-A. Wuyman, *Geological Association of Canada*, Short Course Notes. v. 12, p. 79-113.
- PEARCE J.-A., CANN J.-R. (1973) - Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth and Planetary Science Letters* 19, p. 290-300.
- PEARCE J.-A., GALE G.-H. (1977) - Identification of ore-deposition environment from trace-element geochemistry of associated igneous host rocks. in "Volcanic processes in ore genesis", *Geological Society of London Special Publication*, n° 7, p. 14-24.
- PEARCE J.-A., PARKINSON I.-J. (1993) - Trace element models for mantle melting: application to volcanic arc petrogenesis. *Magmatic Processes and Plate Tectonics*. H.-M. Prichard, T. Alabaster, N.-B.-W. Harris, C.-R. Neary. *Geological Society Special Publication*, n° 76, p. 373-403.
- PÉRÈS J.-M., PICARD J. (1964) - Nouveau manuel de bionomie benthique de la mer Méditerranée. *Rec. Trav. St-Mar. d'Endoume*, 31 (47), p. 1-137.
- PILOT M.-D. (1976) - Notice des terrains du Tortonien à l'actuel. Carte Ghisonaccia à 1/50 000, BRGM, Orléans.
- Pluquet F. (2006) - Évolution récente et sédimentation des plates-formes continentales de la Corse. Thèse de doctorat, Université de Corse, P. Paoli, 300 p.
- PLUQUET F., GUENOC P., GARLAN T., PALVADEAU E. (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*, p. 606-607, p. 111-132.

- POITRASSON F., 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. Petr.*, 36 (5), p. 1251-1274.
- POITRASSON F., PIN C., DUTHOU J.-L., PLATEVOET B. (1994) - Aluminous subsolvus anorogenic granite genesis in the lighth of Nd isotopic heterogeneity. *Chemical. Geology* 112 (3-4), p. 199-219.
- POUPON M., BONIN B. (1988) - Le complexe alcalin minéralisé de Pastricciola (Corse du Sud). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 8 (n° 6), p. 957-963.
- RICKWOOD P.-C. (1989) - Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements. *Lithos*, 22, p. 247-263.
- RIOU V., FERRANDINI J., FERRANDINI M. (2009) - Ville de Bonifacio, Procédure d'autorisation et de protection des captages de la ville. Dossier préalable à la consultation de l'hydrogéologue agréé. Rapport, 13 fig., 6 tabl., 44 p.
- RONDEAU A. (1961) - Recherches géomorphologiques en Corse. Librairie Armand Colin, 586 p.
- RONDEAU A. (1964) - La Corse, A. Colin, 194 p.
- ROUIRE J., BOURGES F., ROSSI Ph., LIBOUREL G (1993) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Porto-Vecchio (1124). Orléans : BRGM. Notice explicative par J. Rouire, Ph. Rossi, F. Bourges, G. Libourel, R. Dominici (1993), 61 p.
- ROSSI Ph., ROUIRE J. *et al.* (1980) - Feuille Corse. Carte géologique de la France à 1/250 000 (1<sup>ère</sup> édition). Orléans : BRGM édit.
- ROSSI Ph., ROUIRE J. *et al.* (1984) - Feuille Ajaccio (magmatisme calco-alcalin). Carte géologique de la France à 1/50 000 (1<sup>ère</sup> édition). Orléans : BRGM édit.
- ROSSI Ph. (1986) - Organisation et genèse d'un grand batholithe orogénique : le batholithe calco-alcalin de la Corse. Thèse Doct. Sci. Univ. Paul Sabatier, Toulouse. *Documents BRGM*, n° 107, 292 p.
- ROSSI Ph., COCHERIE A. (1991) - Genesis of a variscan batholith: field, mineralogical and geochemical evidence from the corsica-sardinia batholith. *Tectonophysics*, The European Geotraverse, Part 7, 195, p. 319-346.
- ROSSI Ph., Oggiano G., Cocherie A. (2009) - A restored section of the "southern Variscan realm" across the Corsica-Sardinia microcontinent. *C. R. Geoscience*, 341, p. 224-238.
- ROSSI Ph., GUENNOC P., TEGYEV M., FERRANDINI J., POUPEAU G., JAKNY B., REHAULT J.-P., BELLON H., ARNAUD N., SOSSON M., DEVERCHERE J. (1998) - Importance du volcanisme calco-alcalin miocène sur la marge sud-ouest de la Corse (campagne Marco). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 327, série IIa, p. 369-373.
- RUDNIK R.-L., PRESPEER T. (1990) - Geochemistry of intermediate/- to high-pressure granulites. *Granulites and Crustal Evolution*. D. Vielzeuf, P. Vidal Eds. *Kluwer Academic Publishers*, p. 523-550.

- SANTAGIO M. (2010) - Exploitation de données sismiques haute à très haute résolution pour la cartographie des formations géologiques en domaine côtier (exemple des Bouches de Bonifacio, Corse). Rapport Master « Ingénierie du littoral », Univ. Caen, 40 p.
- SEILACHER A. (1967) - Bathymetry of trace fossils. *Marine Geology*, 5, p. 413-428.
- SHAND S.-J. (1927) - Eruptive rocks. London, Thomas Murby and Co. 360 p.
- SHAW D.-M. (1968) - A review of K-Rb fractionation trends by covariance analysis. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 32, p. 573-601.
- SANTIAGO M. (2010) - Exploitation de données sismiques haute et très haute résolution pour la cartographie des formations géologiques en domaine côtier (exemple des Bouches de Bonifacio, Corse). Unpublished MsC. University of Caen, coll. Museum et BRGM, 45 p.
- STRECKEISEN A., LE MAITRE R.-W. (1979) - A chemical approximation to the modal QAPF classification of the igneous rocks. *Neue Jahrbuch für Mineralogie, Abhandlungen* 136 (2), p. 169-206.
- STRECKEISEN A. (1976) - To each plutonic rock its proper name. *Earth Sci. Rev.*, 12, p. 1-3.
- STUSSI J.-M., DE LA ROCHE H. (1984) - Le magmatisme orogénique granitique de la chaîne varisque française. Typologie chimique et répartition spatiale. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 298, Série II (2), p. 43-48.
- TAYLOR S.-R., GORTON M.-P. (1977) - Geochemical application of spark source mass spectrography III. Element sensitivity, precision and accuracy. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 41, p. 1375-1380.
- THINON I., GUENOC P., RÉHAULT J.-P., FERRANDINI J. (2004) - Reconstitution of the Messinian events on the Eastern Corsican margin and in the Corsica Basin, in The Messinian salinity crisis revisited. Eclipse project meeting and RCMS interim colloquium, Corte, France, 20-24/07/04.
- THOMAS B. (1986) - Marges continentales sardes : géologie, géodynamique. Thèse 3<sup>e</sup> cycle. *Mém. Sc. Terre*, Univ. P. & M. Curie, Paris, n° 86, 210 p.
- THOMAS B., GENESSEAU M. (1986) - A two-stage rifting in the basins of the corsica-sardinian straits. *Marine geology*, 72, p. 225-239.
- THORNTON C.-P., TUTTLE O.-F. (1960) - Chemistry of igneous rocks. I. Differentiation index. *American Journal of Science*, 258, p. 664-684.
- TOMMASINI S., POLI G. (1991) - A geochemical approach to the evolution of granitic plutons: a case study, the acid intrusions of Punta Falcone (Northern Sardinia, Italy). *Chemical Geology*, 92, p. 87-105.

- TRAMONI P. (2000) - Recherches récentes sur les habitats néolithiques de plein air en Corse : l'exemple de la région de Porto-Vecchio. Dans Vaquer dir. Espace et Sociétés, actualité de la recherche, Rencontres Méridionales de Préhistoire récentes, actes de la troisième session, Toulouse, 1998, édition *Archives d'écologie préhistorique*, Toulouse, 2000, p. 109-118.
- TRAMONI P., PAOLINI H. (1997) - BSSRA 1996, Bonifacio, anse de la Catena, p. 30-31.
- TRAMONI P., D'ANNA A., GUENDON J.-L., ORSINI J.-B., PINET L. (2003) - Vasculacciu : une grande nécropole mégalithique du Sud de la Corse. *Études Corses*, n° 56, juillet 2003, p. 1-28.
- TRAMONI P., D'ANNA A., PINET L., GUENDON J.-L., ORSINI J.-B., (2004) - La nécropole mégalithique de Vasculacciu (Figari, Corse du Sud). In : Auvergne et Midi, actualité de la Recherche, Actes des 5<sup>e</sup> rencontres méridionales de préhistoire récente, Clermont-Ferrand, 8-9 novembre 2002, *Préhistoire du Sud-Ouest*, supplément n° 9, p. 523-536.
- TRAVERSA G., RONCA S., DEL MORO A., PASQUALI C., BURAGLINI N., BARABINO G. (2003) - Late to post-Hercynian dyke activity in the Sardinia-Corsica Domain: A transition from orogenic calc-alkaline to anorogenic alkaline magmatism. *Bull. Soc. Geol. It.*, Volume special n° 2, p. 131-152.
- VELLUTINI P.-J. (1977) - Le magmatisme permien de la Corse du Nord-Ouest ; son extension en Méditerranée occidentale. Thèse Doct. Sci., univ. Aix-Marseille III, 317 p.
- VEZAT R. (1986) - Le batholite calco-alcalin de la Corse. Les formations métamorphiques calédono-varisques de Zicavo. La mise en place du batholite calco-alcalin. Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Toulouse, 264 p.
- VIGLIOTTI L., ALVAREZ W., MCWILLIAMS M. (1990) - No rotation detected between Corsica and Sardinia. *Earth and Planetary Science Letters*, 98, p. 313-318.
- VIRILI F.-L., GROSJEAN J. (1979) - Guide des sites torrèens de l'âge du Bronze corse. Paris 1979, Éditions Vigros.
- VIGNE J.-D. (1998) - Nouvelles données sur le Prénéolithique corse : premiers résultats de la fouille de l'abri du Monte Leone (Bonifacio, Corse du Sud). Dans A. D'Anna, D. Binder dir. Production et identité culturelle, actualité de la recherche, Rencontres Méridionales de Préhistoire Récente, actes de la deuxième session, Arles, 8 et 9 novembre 1996. Éditions APDCA, Antibes 1998, p. 251-260.
- VITTORI M. (1984) - Les fosses paléogènes de Corse méridionale : Favona et Piccovaggia. Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Nice, 309 p.
- WESTPHAL M., ORSINI J., VELLUTINI P. (1976) - Le Microcontinent corso-sarde, sa position initiale : données paléomagnétiques et raccords géologiques. *Tectonophysics*, 30, p. 141-157.

- WHALEN J.-B., CURRIE K.-L., CHAPPEL B.-W. (1987) - A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 95, p. 407-419.
- WINCHESTER J.-A., FLOYD P.-A. (1977) - Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, 20, p. 325-343.
- WOOD D.-A. (1980) - The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary Volcanic Province. *Earth and Planetary Science Letters*, 50, p. 11-30.
- ZARKI-JAKNI B., VAN DER BEEK P., POUPEAU G., SOSSON M., LABRIN E., ROSSI Ph., FERRANDINI J. (2004) - Cenozoic denudation of Corsica in response to ligurian and Tyrrhenian extension: results from apatite fission-track thermochronology. *Tectonics*, 23, 1, p. 3-18.
- ZORPI M.-J., COULON C., ORSINI J.-B., COCIRTA C. (1989) - Magma mingling, zoning and emplacement in calc-alkaline granitoid plutons. *Tectonophysics*, 157, p. 315-329.
- ZORPI M.-J., COULON C., ORSINI J.-B. (1991) - Hybridization between felsic and mafic magmas in calc-alkaline granitoids-a case study in northern Sardinia, Italy. *Chemical Geology*, 92, p. 45-86.

### AUTEURS

**Coordination générale** : Jean-Baptiste ORSINI, Professeur émérite de l'Université Jean Monnet (Saint-Étienne).

**Les formations anté-mézozoïques ; tectonique et géomorphologie du socle ancien** : Jean-Baptiste ORSINI, avec la collaboration de :

– Ramon CAPDEVILA, Directeur de Recherches au CNRS en retraite pour la partie géochimie des formations cristallines ;

**Cénozoïque** : Jean FERRANDINI, MCF, HDR de l'Université Pascal Paoli (Corte - Corse) et Michelle FERRANDINI, MCF de l'Université Pascal Paoli (Corte - Corse). Avec la collaboration de :

– Jean-Pierre ANDRÉ, MCF, HDR, Université d'Angers ; Françoise GALLONI, géologue. Philippe MÜNCH, MCF, HDR, Université de Montpellier ; Simona PESTREA-SAINT-MARTIN, MNHN.

**Quaternaire** : Marie-Dominique LOYE-PILOT MCF retraitée ; chercheur associé au CERES/ERTI. École Normale Supérieure (Paris).

**Géologie sous-marine** : Pol GUENNOC, Ingénieur-géologue au BRGM, Orléans ; Fabrice PLUQUET, Géologue ; Jean FERRANDINI, et Isabelle THINON, Ingénieur Géologue au BRGM. Avec la collaboration de :

– Miguel SANTIAGO, Bernadette TEISSIER, DR au CNRS Université de Caen ; Jean-Yves REYNAUD, MCF, HDR, MNHN.

**Les grands traits géologiques de l'Extrême-Sud corse** : L'histoire anté, syn et post-batholitique permienne : Jean-Baptiste ORSINI ; l'histoire mésozoïque et cénozoïque : Jean et Michelle FERRANDINI ; l'histoire néogène et quaternaire des Bouches de Bonifacio : Pol GUENNOC.

**Géologie de l'Environnement** : *Eaux souterraines* : Jean FERRANDINI avec la collaboration de Ziad ALAMY et Jean-Thomas CHIARI. *Matériaux et carrières* : Jean-Baptiste ORSINI. *Indices minéralisés* : Denis THIÉBLEMONT.

**Chapitre Végétation** : Jacques GAMISANS, Maître de Conférences retraité de l'Université Paul Sabatier (Toulouse).

**Chapitre Préhistoire et Archéologie** : Pascal TRAMONI, INPAP Méditerranée-UMR 5140, Lattes.

Nota : pour ce qui concerne la partie sarde de la feuille le lecteur doit se référer à la carte au 1/50 000 Santa Teresa di Gallura et sa notice.



**ANNEXES**



ANNEXE 1

LES DONNÉES GÉOCHIMIQUES

Massif	Gallina-vargia	Taglia-Rossu	Pta di U-Cherchiu	Rosu-marinu		Naséo - Col de Monaco		Suartone			
N. Ech.	914	950	921	949	948	927	926	931	946	911	912
SiO <sub>2</sub> (%)	47,9	76,2	75,4	76	76,3	74,9	76,5	75,6	76,2	76,3	76,4
TiO <sub>2</sub>	2,24	0,08	0,12	nd	nd	0,13	nd	0,07	0,11	0,1	0,06
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,2	12,4	12,9	12,8	13,1	13,2	12,2	13,2	12,4	12,4	12,7
Fe <sub>2</sub> O <sub>3T</sub>	12,2	1,1	1,27	0,86	0,85	1,41	1,04	1,01	1,52	1,37	0,98
MnO	0,19	0,03	0,05	0,06	0,09	0,05	0,05	0,05	0,06	0,07	0,05
MgO	5,9	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
CaO	8,4	0,5	0,7	0,4	0,4	0,7	0,5	0,7	0,9	0,9	0,6
Na <sub>2</sub> O	3,5	4,3	3,6	4	4,1	3,6	4	3,6	3,4	3,3	3,8
K <sub>2</sub> O	0,87	4,14	4,34	4,47	4,45	4,56	4,17	4,75	4,13	4,23	4,22
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,58	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
PF	2,01	0,59	0,67	0,49	0,44	0,67	0,42	0,55	0,57	0,5	0,5
Total	99,99	99,34	99,05	99,1	99,7	99,2	98,9	99,5	99,3	99,2	99,3
Li (ppm)	21	10	24	41	35	43	13	23	40	43	19
Rb	24	309	204	376	382	240	309	233	161	186	206
Ba	275	78	173	33	44	365	nd	233	312	270	167
Sr	327	22	52	17	20	59	12	44	60	51	34
U	0,5	16	6,9	8,7	8,9	10	8,9	8	6,3	4,8	7,1
Th	3,7	31	16	20	19	18	22	9,7	12	14	14
Ta	0,6	5	1,6	4	3,5	2	2,8	2,2	1,5	1,5	1,7
Nb	16	61	20	23	32	23	36	19	15	16	19
Hf	2,4	6	2,6	2,5	2,7	3,4	4,1	1,8	3	2,6	2,8
Zr	106	109	62	50	50	91	72	45	79	67	59
Y	35	69	31	32	51	29	47	23	17	24	33
V	240	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Co	39	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Cr	53	nd	nd	nd	nd	10	nd	nd	10	nd	nd
Ni	48	nd	nd	11	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
La	22	18	20	12	9,1	31	10	13	19	16	16
Ce	56	47	36	32	23	66	26	29	42	37	33
Pr	7,9	6,2	5,7	3,8	2,6	7,3	3,6	3,6	4,8	4,4	4,4
Nd	33	24	20	13	9	24	13	13	17	15	16
Sm	7,7	7,3	4,9	3,6	3,5	5	4,3	3,2	3,4	3,7	4,3
Eu	2,4	0,2	0,4	0,1	nd	0,5	nd	0,3	0,5	0,4	0,3
Gd	7,1	8,2	4,5	4	4,3	4,6	4,8	2,9	2,8	3,5	4,2
Tb	1,2	1,7	0,9	0,8	1	0,8	1	0,6	0,5	0,6	0,9
Dy	6,8	11	5,2	5,4	8,2	4,9	6,9	3,6	2,8	3,8	5,3
Ho	1,3	2,4	1,1	1,1	1,9	1	1,5	0,7	0,6	0,8	1,1
Er	3,6	7,8	3,2	3,7	6,4	3,1	4,9	2,4	1,7	2,5	3,6
Tm	0,5	1,3	0,5	0,6	1,1	0,5	0,8	0,4	0,3	0,4	0,5
Yb	3,3	8,6	3,5	4	7,6	3,4	5,7	2,7	2,1	2,6	3,7
Lu	0,5	1,2	0,6	0,6	1,2	0,6	0,8	0,4	0,3	0,4	0,6
Cu	28	5	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Pb	nd	43	30	37	102	74	38	51	40	28	82
Zn	106	80	48	51	41	29	38	31	40	41	29
Sb	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Sn	1,9	8,4	2,5	10	25	5,2	5	3,3	4,3	4,4	2,4
W	nd	0,5	nd	nd	nd	nd	0,9	nd	nd	nd	nd
Mo	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Ag	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
As	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
B	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Be	2	6	3	8	6	5	5	3	3	3	3
Bi	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Cd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd

Tabl. 1 - Analyses chimiques des granitoïdes de Sotta – Bonifacio

Massif	Suartone		U Vangonu				Figari		Arapa	Bocca di L'Oru		Chitebbiu	Sotta
N_Ech.	913	932	947	908	922	903	923	919	918	810	944		
SiO <sub>2</sub> (%)	77,5	75,3	76,3	77,1	75,1	75,6	76,5	75,1	75,5	71,8	73,4		
TiO <sub>2</sub>	0,09	0,05	0,06	nd	0,15	0,16	0,06	0,14	0,15	0,25	0,23		
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11,8	13	12,6	12,2	13	12,7	12,7	12,9	12,9	14,3	13,7		
Fe <sub>2</sub> O <sub>3t</sub>	1,24	0,93	1,09	0,94	1,56	1,53	0,79	1,42	1,53	2,43	2,01		
MnO	0,06	0,06	0,04	0,06	0,07	0,07	0,04	0,06	0,07	0,09	0,06		
MgO	nd	nd	nd	nd	0,3	0,2	nd	nd	0,2	0,6	0,5		
CaO	1	0,6	0,4	0,4	1,2	1,3	0,7	1	1	2,3	2,4		
Na <sub>2</sub> O	3,3	3,8	3,7	3,6	3,6	3,6	3,8	3,6	3,5	3,9	3,6		
K <sub>2</sub> O	3,99	4,48	4,34	4,18	3,95	3,71	4,35	4,05	3,99	3,03	3,14		
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	0,05	nd	0,1	0,07		
PF	0,46	0,5	0,62	0,54	0,48	0,69	0,49	0,67	0,67	0,62	0,42		
Total	99,44	98,7	99,2	99	99,4	99,6	99,4	99	99,5	99,42	99,5		
Li (ppm)	34	59	10	25	18	19	10	36	47	33	47		
Rb	159	253	257	273	138	117	156	157	165	107	125		
Ba	205	73	195	68	444	479	156	439	475	530	341		
Sr	47	27	34	21	84	92	37	84	89	152	147		
U	6,3	5,7	7,7	6	3,4	3,7	4,3	4,6	5,4	2,5	5		
Th	14	16	15	18	13	12	13	12	15	7,1	7,9		
Ta	1,3	2,4	1,8	3,3	1,3	1	1,1	1,5	1,9	0,8	1,1		
Nb	14	22	19	28	17	16	15	15	18	14	13		
Hf	2,5	2,8	2,6	3	2,7	2,4	2,4	2,6	2,5	2,2	1,9		
Zr	60	56	58	50	74	70	55	66	68	69	60		
Y	22	38	34	41	21	18	20	19	20	15	17		
V	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	19	23		
Co	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	5	6		
Cr	nd	nd	nd	nd	14	13	nd	11	10	13	14		
Ni	nd	nd	nd	nd	12	nd	nd	nd	nd	nd	nd		
La	16	12	13	13	19	19	10	22	27	21	18		
Ce	35	24	39	33	41	41	21	46	56	45	37		
Pr	4,2	3,8	3,8	4,2	4,8	4,8	3	5,1	6,4	5,2	4,2		
Nd	14	14	14	16	16	16	11	17	21	17	15		
Sm	3,5	4,5	3,9	5,4	3,7	3,5	3	3,5	4,3	3,2	3		
Eu	0,3	0,2	0,2	0,1	0,6	0,6	0,3	0,5	0,6	0,8	0,6		
Gd	3	4,6	4,1	5,2	3,2	2,5	2,6	2,7	3,3	2,7	2,5		
Tb	0,6	0,9	0,9	1,1	0,6	0,5	0,5	0,5	0,6	0,5	0,5		
Dy	3,5	5,9	5,5	7,1	3,5	3,4	3,5	3,3	3,5	2,6	2,8		
Ho	0,8	1,2	1,1	1,5	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,5	0,5		
Er	2,2	3,9	3,6	4,7	2,1	2,1	2,2	1,9	2,1	1,5	1,7		
Tm	0,4	0,7	0,6	0,7	0,3	0,3	0,4	0,3	0,3	0,2	0,3		
Yb	2,5	4,5	4	5,4	2,3	1,9	2,5	2,4	2,6	1,7	1,9		
Lu	0,4	0,7	0,6	0,8	0,3	0,3	0,4	0,4	0,4	0,2	0,3		
Cu	nd	nd	6	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd		
Pb	26	32	32	38	37	81	62	28	70	21	27		
Zn	39	35	29	41	40	42	23	34	40	60	44		
Sb	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd		
Sn	3,5	6,6	4	8	2,2	2,3	1,8	2,6	3,2	2,3	1,9		
W	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd		
Mo	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd		
Ag	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd		
As	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd		
B	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd		
Be	2	4	3	5	3	2	3	2	3	2	2		
Bi	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd		
Cd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd		

Tabl. 1 (suite) - Analyses chimiques des granitoïdes de Sotta – Bonifacio

Massif	Sotta			Sotta - Mafites		Chera						
	915	920	906	942	943	934	935	924	916	905	925	928
N_Ech.	915	920	906	942	943	934	935	924	916	905	925	928
SiO <sub>2</sub> (%)	71,7	72,7	74,1	47,3	52,9	70,5	70,5	73,6	74,5	74,7	74,7	73,6
TiO <sub>2</sub>	0,36	0,31	0,2	0,43	0,8	0,4	0,39	0,17	0,23	0,22	0,14	0,2
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,9	13,6	13,2	19,2	16,9	14,3	14,5	13,3	13,1	13,3	13,3	13,8
Fe <sub>2</sub> O <sub>4</sub>	3,03	2,63	1,85	8,57	9,43	3,57	3,48	1,72	2,03	1,95	1,53	1,98
MnO	0,07	0,08	0,07	0,15	0,18	0,07	0,07	0,07	0,08	0,07	0,07	0,09
MgO	0,8	0,7	0,3	9	6,1	0,8	0,8	0,3	0,4	0,4	0,2	0,4
CaO	2,6	2,2	1,6	9,2	8,3	2,8	2,8	2,1	1,7	1,8	1,2	1,8
Na <sub>2</sub> O	3,5	3,4	3,5	2	2,4	3,5	3,6	3,7	3,7	3,7	3,7	3,8
K <sub>2</sub> O	2,91	3,28	3,87	1,22	1,05	3,08	2,9	3,46	3,17	3,17	4	3,42
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,12	0,09	0,06	0,1	0,15	0,12	0,11	0,05	0,07	0,07	nd	0,07
PF	0,47	0,39	0,44	3,03	2,12	0,55	0,56	1	0,53	0,43	0,55	0,6
Total	99,5	99,4	99,2	100	100	99,7	99,7	99,5	99,5	99,8	99,4	99,8
Li (ppm)	27	30	22	23	20	24	24	38	58	18	33	43
Rb	112	124	162	55	36	97	95	151	154	95	174	191
Ba	604	483	326	142	177	812	741	370	299	554	314	736
Sr	179	145	98	267	244	164	166	102	101	139	80	142
U	2,5	3,6	6,9	0,6	0,8	2,5	2,3	5,8	4,9	3,7	5	4,3
Th	9,7	13	17	2,3	1,9	12	11	12	14	10	9,8	11
Ta	1	1	2,3	0,2	0,2	0,5	0,6	1,3	2	1	1,1	1,2
Nb	16	14	20	4,4	5,5	14	15	19	20	14	15	15
Hf	3,1	2,5	3,1	1,3	1,6	4,3	3,8	2,8	3	2,3	2,1	2,7
Zr	107	80	74	48	57	153	146	76	76	69	61	79
Y	15	15	23	8,4	13	17	18	23	24	16	23	15
V	28	24	10	91	204	29	28	nd	11	11	nd	nd
Co	7	6	nd	39	31	7	7	nd	nd	nd	nd	nd
Cr	18	13	14	129	61	18	13	nd	nd	11	19	nd
Ni	nd	nd	nd	44	17	nd	nd	10	nd	nd	nd	nd
La	34	32	24	8	10	46	43	27	23	24	18	31
Ce	70	67	53	18	24	91	88	54	51	51	37	57
Pr	7,5	7,5	6,2	2,3	3,2	9,8	9,4	6,1	6	5,3	4,2	6
Nd	25	25	21	9	13	32	31	20	20	18	14	19
Sm	4,1	4,3	4,5	1,8	2,7	5,2	5,2	3,9	4,4	3,4	3,2	3
Eu	0,9	0,6	0,5	0,7	0,9	1,2	1,1	0,6	0,5	0,7	0,5	0,7
Gd	3	3,2	3,7	1,5	2,5	4,2	4	3,4	3,4	2,2	3,2	2,4
Tb	0,5	0,5	0,7	0,3	0,4	0,7	0,7	0,7	0,7	0,5	0,6	0,4
Dy	2,8	2,8	4,1	1,6	2,5	3,4	3,3	3,7	4,1	2,7	3,8	2,4
Ho	0,5	0,5	0,8	0,3	0,5	0,6	0,6	0,7	0,8	0,5	0,7	0,5
Er	1,5	1,5	2,4	0,8	1,3	1,7	1,9	2,2	2,6	1,7	2,3	1,5
Tm	0,3	0,2	0,4	0,1	0,2	0,3	0,3	0,3	0,4	0,3	0,3	0,2
Yb	1,7	1,5	2,7	0,8	1,3	1,7	2	2,5	3	1,8	2,6	1,6
Lu	0,3	0,2	0,4	0,1	0,2	0,3	0,3	0,4	0,5	0,3	0,4	0,3
Cu	nd	nd	nd	nd	10	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Pb	20	32	91	nd	76	29	70	25	23	22	25	20
Zn	58	55	41	84	89	61	59	52	45	44	27	41
Sb	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Sn	2,2	2,3	2,9	0,9	0,9	1,6	1,6	2,5	3,6	2	2,7	2,8
W	nd	nd	nd	1	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Mo	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Ag	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
As	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
B	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Be	2	2	4	nd	nd	2	2	3	3	2	4	6
Bi	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Cd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd

Tabl. 1 (suite) - Analyses chimiques des granitoïdes de Sotta – Bonifacio

Massif	Chera				Pianotoli - Caldarello Chevanu							
	929	933	909	940	709	930	937	941	936	710	910	938
SiO <sub>2</sub> (%)	75,1	75,9	74,1	67,1	68,2	70,3	72,1	73	73,3	74,3	74,5	75,2
TiO <sub>2</sub>	0,14	0,13	0,18	0,54	0,46	0,41	0,28	0,22	0,23	0,21	0,25	0,21
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13	12,8	13,7	15,2	15	14,2	13,9	13,7	13,4	13,3	13	12,5
Fe <sub>2</sub> O <sub>3t</sub>	1,47	1,59	1,95	4,75	4,01	3,72	2,71	2,26	2,26	2,12	2,48	2,06
MnO	0,07	0,05	0,07	0,1	0,08	0,09	0,06	0,07	0,05	0,05	0,07	0,05
MgO	nd	0,2	0,3	1,6	1,2	1,1	0,6	0,4	0,5	0,3	0,5	0,4
CaO	1,2	1,2	1,5	3,8	3,6	3	2,3	1,7	1,9	1,7	1,7	1,9
Na <sub>2</sub> O	3,7	3,4	3,6	3,7	3,6	3,5	3,4	3,5	3,1	3,3	3,2	3
K <sub>2</sub> O	3,97	3,93	4,07	2,41	2,55	2,82	3,36	3,9	3,99	3,85	3,52	3,5
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	nd	nd	0,05	0,15	0,13	0,12	0,08	0,07	0,07	0,06	0,07	0,06
PF	0,41	0,6	0,57	0,76	0,56	0,82	0,46	0,54	0,38	0,43	0,49	0,38
Total	99,1	99,8	100	100	99,4	100	99,3	99,4	99,2	99,6	99,8	99,3
Li (ppm)	37	27	25	23	26	25	19	29	23	26	24	18
Rb	176	119	133	99	94	112	107	123	134	130	105	93
Ba	241	456	540	369	475	444	636	601	755	616	538	599
Sr	71	77	95	182	179	154	134	114	132	101	106	123
U	8,7	4,8	2,3	1,8	1,8	3,3	2,4	2,7	2,7	3,9	2,7	2,2
Th	14	12	14	10	7,6	8,7	12	14	11	11	12	12
Ta	1,7	0,7	1	0,6	0,7	0,9	0,6	0,9	0,7	0,8	0,8	0,6
Nb	19	12	14	14	12	15	13	14	11	13	12	10
Hf	2,6	2,9	2,7	3,2	3	3,4	3,2	3,1	2,6	2,7	2,8	2,4
Zr	66	84	75	112	99	113	109	95	86	84	80	83
Y	28	15	15	21	15	20	14	19	15	13	15	11
V	nd	nd	nd	66	56	45	21	11	14	13	17	11
Co	nd	nd	nd	11	9	9	5	nd	nd	nd	nd	nd
Cr	nd	11	13	24	23	18	15	nd	10	nd	18	11
Ni	nd	nd	nd	10	31	nd						
La	17	28	32	32	20	19	38	41	35	30	30	34
Ce	36	58	70	74	48	40	75	90	66	62	63	71
Pr	4,3	6,5	7,6	7,8	5	4,6	8,3	9,6	7,5	6,9	6,9	7,7
Nd	15	21	24	26	17	17	27	31	25	22	23	24
Sm	4	3,6	4,6	5,1	3,4	3,7	4,8	5,4	4,2	4	3,8	4
Eu	0,4	0,5	0,7	0,9	0,9	0,8	1	0,7	0,8	0,7	0,7	0,7
Gd	3,5	2,4	3,5	4,4	3	3	3,3	4,1	2,8	3,4	2,8	2,7
Tb	0,7	0,5	0,6	0,7	0,5	0,6	0,5	0,7	0,5	0,5	0,5	0,4
Dy	4,7	2,6	3	3,8	2,8	3,5	2,5	3,5	2,8	2,5	2,7	1,9
Ho	1	0,5	0,6	0,8	0,6	0,7	0,5	0,7	0,5	0,5	0,5	0,4
Er	3	1,5	1,6	2,2	1,6	2	1,3	1,9	1,5	1,2	1,5	1
Tm	0,5	0,3	0,2	0,4	0,2	0,3	0,2	0,3	0,2	0,2	0,3	0,2
Yb	3,2	1,7	1,6	2,1	1,7	2,1	1,3	2,2	1,4	1,1	1,8	1,3
Lu	0,5	0,2	0,3	0,3	0,3	0,3	0,2	0,3	0,2	0,2	0,3	0,2
Cu	nd	7	nd	nd	5	nd						
Pb	27	24	403	22	21	62	19	23	23	54	33	32
Zn	39	44	47	76	66	68	49	52	45	45	52	42
Sb	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Sn	2,7	2	2,5	2,5	2	3,3	1,7	2,1	3,3	2	2,5	1,5
W	nd	nd	nd	nd	nd	nd	0,6	nd	2,3	nd	nd	nd
Mo	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Ag	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
As	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
B	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Be	3	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	nd
Bi	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Cd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd

Tabl. 1 (suite) - Analyses chimiques des granitoïdes de Sotta – Bonifacio

Massif	Porto Vecchio	Tarrabucceta		Biancone
	907	900	901	917
SiO <sub>2</sub> (%)	70	63,3	65,7	69,3
TiO <sub>2</sub>	0,34	0,71	0,6	0,58
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,1	16,8	15,8	14,3
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3	5,65	4,93	4,19
MnO	0,07	0,1	0,09	0,06
MgO	0,9	1,8	1,6	1,1
CaO	3,2	5	4,2	1,5
Na <sub>2</sub> O	3,6	3,8	3,9	2,8
K <sub>2</sub> O	3,09	1,86	2,07	3,63
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,1	0,23	0,2	0,23
PF	0,44	0,64	0,59	1,56
Total	99,84	99,89	99,68	99,25
Li (ppm)	30	35	18	56
Rb	100	79	64	142
Ba	544	445	626	731
Sr	204	277	288	144
U	3,7	2	1,7	4,4
Th	9,9	5,9	8,6	19
Ta	0,8	0,6	0,4	0,9
Nb	11	13	12	23
Hf	2,6	4,2	3,6	6,1
Zr	73	141	130	205
Y	14	19	14	49
V	39	77	61	39
Co	6	12	11	8
Cr	20	24	24	40
Ni	nd	nd	nd	16
La	27	26	48	51
Ce	56	55	93	110
Pr	6,3	6,7	10	14
Nd	22	25	32	48
Sm	3,9	5,1	4,8	11
Eu	0,9	1,2	1,3	1,3
Gd	2,6	4,3	3,8	9,5
Tb	0,5	0,7	0,6	1,6
Dy	2,6	3,9	2,7	9,3
Ho	0,5	0,8	0,5	1,9
Er	1,4	2,2	1,4	5,5
Tm	0,2	0,3	0,2	0,8
Yb	1,5	1,9	1,3	5
Lu	0,2	0,3	0,2	0,7
Cu	nd	nd	nd	23
Pb	19	15	14	28
Zn	54	88	81	103
Sb	nd	nd	nd	nd
Sn	1,8	1,6	1,2	11
W	nd	nd	nd	nd
Mo	nd	nd	nd	nd
Ag	nd	nd	nd	nd
As	nd	nd	nd	37
B	nd	nd	nd	nd
Be	2	2	2	3
Bi	nd	nd	nd	nd
Cd	nd	nd	nd	nd

Tabl. 1 (fin) - Analyses chimiques des granitoïdes de Sotta – Bonifacio

Intrusion	n° échantillon	Nomenclature	Lieu d'échantillonnage
Gallinavargia	914	Olivine diorite	Ht. de la piste Gallinavargia
L'intrusion inéaire de Tagli Rossu	950	Granite à feldspaths alcalins	Ruisseau de l'Orgone- a Ganniccia
L'intrusion linéaire de Pta. di U Cerchiu	921	Syénogranite	Lieu dit Cuncaccia Rte. de la presqu'île
Les intrusions indifférenciées			
	949	Granite à feldspaths alcalins	Piste de Pastricciola replat
	948	Granite à feldspaths alcalins	Piste de Pastricciola contact métamorphites
L'intrusion de Naséo -Col de Monacc			
	977	Syénogranite	Piste de Naséo à 1 Km environ du contact
	926	Granite à feldspaths alcalins	Piste Naséo 300m du contact
L'intrusion de Suartone - Frasselli			
Facès gros grain Suartone	931	Syénogranite	Piste Ermitage de la Trinité. Dans épingle.
Facès gros grain Suartone	946	Monzogranite	Carrière de Chiova d'Asino
Facès gros grain Suartone	911	Monzogranite	Rte D 60 Sta. Réparata à Capu di u Ficu
Facès gros grain Suartone	912	Syénogranite	Piste de l'Ermitage. Avant l'épingle.
Facès gros grain Suartone	913	Monzogranite	N 196 Virage rectifié au Nord de Pater Noster.
Facès grain fin U Vangonu	932	Syénogranite	Piste I Frasselli Au Nord Mt. Corbu.
Facès grain fin U Vangonu	947	Granite à feldspaths alcalins	Rondinara
Facès grain fin U Vangonu	908	Granite à feldspaths alcalins	Lotissement abandonné de Rondinara
L'intrusion de Figari - Arapa			
Figari	922	Monzogranite	Essai de carrière sous Pta. Archinivale
Figari	903	Monzogranite	Virage sortie sud de Figari
Arapa	923	Syénogranite	Base pylone électrique. Ouest Chera.
L'intrusion de Bocca di l'Oru			
Bocca di l'Oru	919	Monzogranite	Cala Purcili sur bord de mer.
Bocca di l'Oru	918	Monzogranite	A 1 Km de Murtone sur route de Porra
L'intrusion de Chitebbiu	810	Granodiorite	Sous Castellu face Nord.
L'intrusion différenciée de Sotta			
Mola	944	Granodiorite	Sur piste de Valdaronu à 1,5Km de Usciolo.
Sotta	915	Granodiorite	D 459 à 200m P.C. 39
Sotta	920	Granodiorite	Sortie Sotta ouest. Grand virage de Padulella
Sotta	906	Monzogranite	Ceccia au nord du stade ; boule exploitée.
Sotta	942	Olivine gabbro	Sur piste du pont de Vergagiola.
Sotta	943	Quartz gabbro	D 459 P.C.39
Le complexe de Chera			
Chera Monacia d'Aullène	934	Granodiorite	Sortie nord Monacia rte. de Gianucchi.
Chera Monacia d'Aullène	935	Granodiorite	D 50 sortie sud tombeau Natali
Chera s.s.	924	Monzogranite	Lieu dit Pinzutella au sud de Chera.
Chera s.s.	916	Monzogranite	Port de pêche de Sta. Giulia
Chera s.s.	905	Monzogranite	Entrée ouest hameau de Cuo
Chera s.s.	925	Monzogranite	Sortie ouest hameau de Vacca.
Chera enclave microgrenue porphyrique.	928	Monzogranite	Piste de Naséo. Lieu dit Ondicciola
Chera s.s. Encassant enclave n°928	929	Monzogranite	Piste de Naséo. Lieu dit Ondicciola.
Chera Campo Mezzano.	933	Monzogranite	N 196. Petraggione près ruine.
Chera Campo Mezzano	909	Monzogranite	Golfe de St' Amanza Départ piste de Quatru Occhi
Le complexe de Pianotoli-Caldarelo Chevanu			
Chevanu	940	Granodiorite	Anse de Chévanu côté est.
Chevanu	709	Granodiorite	Île de Cavallo Carrière ouest du port.
Chevanu	930	Granodiorite	Lieu dit Chiapili ouest Spérone.
Caldarelo	937	Granodiorite	Nord Pianotoli P.C.114.
La Testa	941	Granodiorite	a Testa Au sud Mte. Scupetu
Caldarelo	936	Monzogranite	D 122 Sortie sud Caldarelo
Caldarelo	710	Monzogranite	Île de Cavallo Côte nord
Caldarelo	910	Monzogranite	Débarcadère pour île de Cavallo.
Caldarelo	938	Monzogranite	Pianotoli parking central.
L'intrusion de Chitebbiu	810	Granodiorite	Castello face nord.
L'intrusion de Porto-Vecchio	907	Granodiorite	Au sud-est de Tappa
L'intrusion de Tarrabucceta			
	900	Tonalite	stade de Salvodivo.
	901	Tonalite	D 22 Sortie sud hameau de Pruno
Orthogneiss de Biancone	917	Monzogranite	Rte. de la presqu'île; lieu dit Cuncaccia

Tabl. 2 - Liste des échantillons des granitoïdes analysés ; nomenclature et provenance

Filons du pôle basique										
N_Ech.	285	330	188	217	205	297	43	246	256	244
SiO <sub>2</sub> (%)	43,65	46,94	47,06	47,49	51,40	53,07	57,94	47,38	48,04	48,69
TiO <sub>2</sub>	2,33	2,11	2,49	1,07	1,15	1,18	1,03	1,72	1,43	1,56
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,18	15,48	15,79	18,45	16,47	19,10	15,66	18,33	17,03	16,03
Fe <sub>2</sub> O <sub>3t</sub>	12,78	11,62	13,18	8,84	8,47	8,73	6,76	10,04	9,90	11,10
MnO	0,17	0,17	0,20	0,14	0,24	0,15	0,12	0,20	0,17	0,36
MgO	7,24	6,02	5,57	6,56	6,39	2,98	4,28	6,14	7,88	7,44
CaO	7,58	8,21	7,61	9,35	7,66	7,64	6,02	9,77	9,18	7,51
Na <sub>2</sub> O	2,80	3,30	3,57	2,93	2,94	3,36	3,34	2,96	2,56	2,08
K <sub>2</sub> O	1,41	0,79	1,42	0,98	1,49	1,24	2,24	0,93	1,07	2,24
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,40	0,37	0,52	0,19	0,19	0,23	0,21	0,34	0,24	0,23
PF	4,21	3,78	3,52	2,77	3,03	1,55	2,65	1,92	1,99	2,87
Total	98,76	98,78	100,93	98,78	99,42	99,20	100,24	99,75	99,48	100,10
Cs (ppm)	1,3	0,3	0,7	1,0	0,7	0,6	1,1	4,7	2,6	16,0
Rb	74,6	35,0	41,1	33,3	77,3	53,6	95,8	86,8	76,9	234,3
Ba	148,7	183,2	338,2	188,7	263,0	311,0	370,6	116,5	148,6	224,8
Sr	308,3	309,1	303,8	308,8	291,7	361,6	255,1	361,4	267,3	242,7
U	0,33	0,35	0,62	0,54	0,55	0,95	5,64	0,28	0,42	0,89
Th	1,02	1,08	1,71	2,49	2,53	2,73	10,42	0,83	1,57	2,95
Ta	0,91	0,92	1,31	0,44	0,32	0,45	1,19	0,39	0,38	0,46
Nb	11,8	12,0	18,8	5,9	4,6	6,4	10,1	5,3	5,3	6,2
Hf	3,77	3,95	5,65	3,01	3,23	3,04	4,41	3,40	3,44	3,66
Zr	166	175	267	113	132	112	171	151	142	154
Y	27,7	26,4	35,4	23,0	27,9	24,6	31,5	30,0	25,5	31,7
V	238,1	215,5	242,8	161,7	167,3	206,8	122,5	203,0	179,7	224,3
Co	43,80	41,95	40,37	30,87	31,12	17,34	21,67	35,16	36,29	37,81
Cr	26,81	24,22	36,18	129,50	123,50	17,99	53,25	89,73	197,00	144,60
Ni	51,55	48,95	51,40	51,47	48,17	7,41	38,74	69,60	95,16	97,57
La	13,9	13,8	23,8	12,9	14,8	15,0	24,7	11,1	12,8	15,6
Ce	33,5	32,9	53,0	29,4	31,8	33,9	52,7	28,5	30,4	33,8
Pr	4,7	4,5	7,0	3,9	4,1	4,6	6,4	4,2	4,1	4,5
Nd	21,4	20,6	30,0	16,5	17,5	19,9	24,8	19,2	18,5	19,3
Sm	5,58	5,22	7,15	4,02	4,25	4,78	5,50	5,06	4,53	4,70
Eu	1,99	1,82	2,45	1,28	1,33	1,39	1,32	1,71	1,49	1,48
Gd	5,90	5,54	7,13	4,15	4,52	4,81	5,37	5,45	4,87	5,21
Tb	0,91	0,86	1,09	0,68	0,72	0,74	0,86	0,86	0,78	0,85
Dy	5,26	5,02	6,39	4,21	4,47	4,47	5,30	5,25	4,74	5,32
Ho	1,00	0,97	1,23	0,83	0,88	0,87	1,05	1,04	0,93	1,06
Er	2,76	2,67	3,37	2,39	2,52	2,46	3,04	2,92	2,65	3,02
Tm	0,39	0,37	0,48	0,35	0,36	0,35	0,45	0,42	0,39	0,45
Yb	2,48	2,41	3,16	2,29	2,36	2,35	3,13	2,78	2,56	2,98
Lu	0,37	0,37	0,49	0,35	0,36	0,36	0,50	0,43	0,40	0,45
Pb	5,0	89,6	7,5	4,0	99,4	10,5	14,5	3,1	18,0	8,5
Cu	31,1	31,7	33,4	19,2	23,8	32,2	19,7	55,0	41,9	23,4
Zn	123,6	112,9	138,4	87,2	126,7	105,5	70,3	77,2	105,1	180,7
Sn	1,6	1,5	1,7	1,1	1,0	1,2	2,3	3,2	1,5	20,5
W	nd	nd	0,3	0,2	0,2	0,3	1,2	0,8	0,5	1,7
Sb	nd	nd	0,2	nd	0,2	nd	0,2	0,2	nd	nd
Mo	1,0	1,0	1,4	0,5	nd	0,9	0,9	0,8	0,5	nd
As	nd	nd	2,3	nd	nd	2,2	6,1	nd	nd	nd
Be	1,3	1,3	2,0	0,7	1,3	1,1	2,0	1,3	0,8	3,7
Bi	nd	nd	nd	nd	nd	nd	0,3	0,4	0,3	0,4
Cd	nd	nd	0,3	nd	0,4	0,4	0,3	nd	0,5	nd
Ga	21,7	20,6	22,9	19,0	17,8	21,3	17,5	19,5	17,9	21,3
Ge	1,5	1,4	1,3	1,2	1,7	1,2	1,5	1,5	1,3	2,0
In	0,1	0,1	0,1	0,1	nd	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1

Tabl. 3 - Analyses chimiques des filons de la feuille Sotta – Bonifacio

Filons du pôle basique (suite)										
N_Ech.	295	228(2)	283	280	143	309	86	204	213	165
SiO <sub>2</sub> (%)	49,55	49,93	49,70	53,60	56,49	45,91	46,45	46,51	46,90	47,80
TiO <sub>2</sub>	1,42	1,33	1,54	1,39	1,35	2,14	2,50	2,32	2,27	2,00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,55	15,59	16,22	15,04	14,79	16,33	15,59	15,69	16,30	15,70
Fe <sub>2</sub> O <sub>3s</sub>	9,54	9,45	10,35	9,49	7,68	11,66	12,89	12,24	12,49	11,68
MnO	0,17	0,15	0,17	0,16	0,18	0,19	0,20	0,19	0,19	0,19
MgO	6,16	8,58	6,30	5,91	4,70	6,79	6,25	6,28	6,02	6,03
CaO	7,19	7,53	8,59	8,11	5,24	8,10	8,08	8,49	7,80	7,87
Na <sub>2</sub> O	3,68	3,51	3,02	2,86	3,98	2,38	3,78	3,69	3,63	3,46
K <sub>2</sub> O	1,23	0,93	0,93	0,96	1,96	1,94	0,74	0,67	1,40	1,15
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,28	0,27	0,24	0,22	0,30	0,45	0,45	0,63	0,51	0,56
PF	3,24	2,44	2,22	1,92	2,12	2,70	2,81	3,14	2,98	2,82
<b>Total</b>	<b>99,00</b>	<b>99,70</b>	<b>99,26</b>	<b>99,66</b>	<b>98,80</b>	<b>98,60</b>	<b>99,73</b>	<b>99,85</b>	<b>100,49</b>	<b>99,27</b>
<b>Cs (ppm)</b>	1,1	0,4	0,6	0,8	1,1	1,2	0,8	0,4	0,7	0,6
<b>Rb</b>	47,0	25,2	39,7	52,7	138,6	145,8	26,7	28,0	61,0	40,8
<b>Ba</b>	259,4	283,1	219,7	189,3	186,1	390,8	135,2	98,2	211,4	268,9
<b>Sr</b>	279,3	333,1	270,8	264,4	203,4	303,9	313,5	326,2	333,6	289,9
<b>U</b>	0,70	0,68	0,55	0,48	2,53	0,46	0,69	0,58	0,73	0,82
<b>Th</b>	3,21	2,28	2,38	2,09	7,53	1,21	1,66	1,63	2,07	2,90
<b>Ta</b>	0,50	0,51	0,45	0,41	0,98	0,51	0,71	0,63	0,77	0,84
<b>Nb</b>	7,1	6,1	6,5	5,9	10,2	6,9	9,8	8,6	11,2	12,4
<b>Hf</b>	3,87	3,72	4,21	3,77	4,33	3,98	5,11	4,52	5,60	5,34
<b>Zr</b>	159	166	175	158	174	177	235	202	245	251
<b>Y</b>	28,2	24,0	30,4	27,4	32,0	45,3	40,3	39,6	40,5	41,4
<b>V</b>	196,7	168,6	227,7	204,1	137,5	246,9	303,0	260,3	255,1	249,3
<b>Co</b>	30,40	39,19	33,59	31,84	21,98	39,04	42,31	38,83	40,19	36,59
<b>Cr</b>	81,51	412,30	58,03	53,07	82,79	83,17	78,20	64,07	56,07	93,77
<b>Ni</b>	39,50	185,50	22,50	20,17	45,78	78,42	49,63	63,48	57,48	50,05
<b>La</b>	19,0	15,1	15,2	13,8	20,6	16,2	17,6	17,3	19,9	24,1
<b>Ce</b>	40,7	33,6	34,8	31,7	46,5	36,9	44,6	44,8	50,3	58,3
<b>Pr</b>	5,3	4,5	4,7	4,2	5,9	5,5	6,3	6,4	7,0	7,8
<b>Nd</b>	22,1	18,8	20,7	18,8	24,2	25,3	28,5	29,7	31,1	34,0
<b>Sm</b>	5,15	4,50	5,11	4,66	5,55	6,46	7,12	7,41	7,70	7,97
<b>Eu</b>	1,61	1,44	1,70	1,53	1,46	2,04	2,27	2,35	2,26	2,27
<b>Gd</b>	5,27	4,56	5,56	4,92	5,57	7,43	7,62	7,81	7,86	7,93
<b>Tb</b>	0,83	0,72	0,89	0,80	0,88	1,14	1,20	1,19	1,21	1,21
<b>Dy</b>	5,05	4,36	5,34	4,83	5,35	6,84	7,18	7,12	7,36	7,17
<b>Ho</b>	1,00	0,84	1,06	0,96	1,08	1,40	1,41	1,38	1,42	1,40
<b>Er</b>	2,82	2,41	3,04	2,74	3,13	3,88	3,93	3,80	4,04	3,96
<b>Tm</b>	0,41	0,35	0,45	0,41	0,47	0,53	0,57	0,54	0,59	0,58
<b>Yb</b>	2,72	2,31	2,97	2,69	3,15	3,52	3,78	3,50	3,84	3,69
<b>Lu</b>	0,42	0,35	0,45	0,41	0,50	0,54	0,59	0,53	0,59	0,58
<b>Pb</b>	8,7	6,7	3,7	3,9	9,2	3,7	5,4	59,4	3,7	5,0
<b>Cu</b>	21,2	42,0	15,5	16,7	8,1	38,6	40,2	35,3	34,5	32,2
<b>Zn</b>	101,5	88,0	103,1	92,6	85,9	112,0	119,3	121,8	124,5	124,8
<b>Sn</b>	1,3	1,3	1,3	1,2	5,2	1,8	2,1	1,8	1,9	2,3
<b>W</b>	0,3	0,2	nd	0,4	1,0	0,8	0,3	0,3	0,2	0,2
<b>Sb</b>	nd	nd	nd	0,2	nd	nd	nd	nd	nd	nd
<b>Mo</b>	0,7	0,7	0,7	0,7	1,2	0,6	0,9	0,7	0,7	0,9
<b>As</b>	2,9	nd	nd	nd	nd	1,6	nd	nd	nd	nd
<b>Be</b>	1,2	1,2	1,1	1,1	2,5	3,8	1,9	1,4	1,7	1,6
<b>Bi</b>	nd	nd	nd	0,2	0,2	0,4	nd	nd	nd	nd
<b>Cd</b>	nd	nd	nd	nd	nd	0,3	nd	nd	0,3	0,3
<b>Ga</b>	18,8	16,6	19,5	18,5	17,8	19,7	21,9	21,5	22,4	21,3
<b>Ge</b>	1,5	1,3	1,4	1,9	1,9	1,5	1,8	1,6	1,5	1,6
<b>In</b>	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1

Tabl. 3 (suite) - Analyses chimiques des filons de la feuille Sotta – Bonifacio

	Filons du pôle basique (suite)								
N_Ech.	142	273	172	345	219	289	226	325	326
SiO <sub>2</sub> (%)	48,52	51,10	47,90	51,75	51,81	55,89	59,49	59,67	60,04
TiO <sub>2</sub>	2,04	2,50	1,73	1,74	1,26	1,67	1,42	1,17	1,32
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,82	15,44	16,22	15,54	16,22	14,91	14,53	15,49	14,73
Fe <sub>2</sub> O <sub>3t</sub>	11,72	11,71	11,67	10,78	10,13	9,73	8,11	8,26	7,81
MnO	0,19	0,21	0,19	0,22	0,22	0,19	0,16	0,19	0,15
MgO	6,16	4,24	5,98	4,43	4,60	3,47	2,07	1,75	1,92
CaO	8,09	6,52	7,52	7,25	6,47	5,34	4,57	3,92	3,93
Na <sub>2</sub> O	3,39	3,66	4,03	2,94	3,13	4,05	3,71	4,61	3,89
K <sub>2</sub> O	1,17	1,90	0,99	1,89	2,81	2,14	2,66	2,25	2,53
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,46	0,61	0,56	0,57	0,35	0,33	0,67	0,54	0,61
PF	2,31	1,42	2,63	1,94	2,58	1,11	2,40	1,70	2,03
Total	100,86	99,32	99,39	99,04	99,56	98,82	99,78	99,55	98,96
Cs (ppm)	1,4	2,9	0,2	3,4	0,2	5,9	2,9	0,2	2,2
Rb	56,7	122,0	25,8	144,7	49,5	129,1	138,2	51,0	110,9
Ba	174,3	323,0	320,1	923,3	1278,0	535,9	459,5	587,2	434,9
Sr	321,6	344,9	293,2	301,4	240,7	251,5	222,4	239,2	214,5
U	0,55	1,28	0,51	1,85	1,06	1,70	2,69	2,18	3,16
Th	2,10	4,56	1,73	5,72	3,78	7,16	10,21	8,49	11,85
Ta	0,66	0,90	0,95	0,98	0,70	0,74	1,31	1,20	1,39
Nb	9,6	11,4	14,1	14,7	9,5	10,9	16,7	16,2	17,7
Hf	4,93	5,15	6,67	6,63	5,71	8,20	8,16	8,48	8,18
Zr	220	218	326	304	283	356	344	373	341
Y	35,3	40,9	45,5	46,6	31,0	41,0	49,0	50,4	52,6
V	221,1	198,5	146,6	211,8	101,9	190,8	76,6	28,1	72,8
Co	35,85	22,85	37,64	28,91	23,90	22,50	12,14	7,22	13,45
Cr	58,31	8,26	46,70	48,40	71,81	26,39	8,54	6,92	7,82
Ni	58,84	3,94	61,88	29,50	66,25	10,98	nd	nd	nd
La	18,7	27,6	23,2	36,5	23,6	45,1	45,5	44,1	49,4
Ce	46,1	62,5	57,7	81,9	55,5	93,0	100,2	96,7	108,1
Pr	6,3	8,3	7,9	10,8	7,4	11,1	12,7	12,2	13,4
Nd	28,1	36,1	34,8	45,7	31,4	42,8	50,6	49,8	53,4
Sm	6,65	8,20	8,43	9,82	6,89	8,63	10,80	10,70	11,21
Eu	2,03	2,62	2,39	3,29	3,69	2,22	2,65	3,35	2,60
Gd	6,83	8,13	8,59	9,15	6,32	7,87	10,01	10,01	10,41
Tb	1,05	1,27	1,34	1,37	0,98	1,24	1,53	1,53	1,61
Dy	6,31	7,41	8,00	7,97	5,73	7,41	9,04	9,14	9,41
Ho	1,23	1,43	1,56	1,56	1,11	1,43	1,73	1,79	1,84
Er	3,50	4,05	4,46	4,32	3,21	4,14	4,89	5,05	5,14
Tm	0,51	0,58	0,65	0,61	0,47	0,61	0,70	0,72	0,73
Yb	3,31	3,82	4,23	4,04	3,20	4,09	4,62	4,98	4,95
Lu	0,51	0,58	0,66	0,63	0,51	0,63	0,72	0,77	0,76
Pb	3,3	16,5	7,1	16,8	8,1	77,7	129,4	5,8	11,1
Cu	37,4	10,5	56,3	39,9	21,9	5,6	4,9	3,3	12,8
Zn	141,9	157,3	122,8	161,2	92,8	143,0	122,2	111,8	122,0
Sn	2,1	3,7	2,3	3,4	1,5	5,1	3,6	2,1	4,4
W	0,3	2,8	nd	1,2	0,2	6,4	0,6	0,7	0,8
Sb	0,2	0,2	nd	nd	nd	0,3	nd	nd	nd
Mo	0,8	3,9	1,0	0,9	0,9	0,5	1,4	nd	1,1
As	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	2,8	3,2
Be	1,5	2,4	2,3	2,1	1,4	2,9	2,8	2,3	3,3
Bi	0,2	0,1	nd	0,4	nd	0,3	nd	nd	nd
Cd	nd	nd	0,4	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Ga	20,5	21,4	22,0	22,1	18,9	20,9	21,6	22,2	22,4
Ge	1,4	2,0	1,7	1,7	1,4	1,6	1,4	1,5	1,6
In	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1

Tabl. 3 (suite) - Analyses chimiques des filons de la feuille Sotta – Bonifacio

Filons du pôle acide										
N_Ech.	8 (5)	8 (2)	144	335	118	24(b)	53	35	104	60
SiO <sub>2</sub> (%)	66,88	67,79	68,53	71,37	72,55	72,84	74,45	75,88	76,58	75,88
TiO <sub>2</sub>	0,45	0,41	0,57	0,29	0,30	0,29	0,21	0,12	0,10	0,16
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,84	15,19	13,95	14,13	14,28	13,70	13,72	13,44	13,35	13,04
Fe <sub>2</sub> O <sub>3t</sub>	4,03	3,70	3,85	2,78	2,50	2,51	1,99	1,26	1,12	1,76
MnO	0,11	0,10	0,09	0,12	0,19	0,08	0,07	0,05	0,03	0,07
MgO	1,47	1,30	1,66	0,71	0,73	0,66	0,49	0,32	0,17	0,37
CaO	3,20	3,18	1,64	2,14	1,98	2,15	1,54	1,32	1,35	1,11
Na <sub>2</sub> O	3,55	3,50	3,50	3,41	3,64	3,49	3,62	3,21	3,47	3,77
K <sub>2</sub> O	2,44	2,70	4,26	4,00	3,43	3,23	4,07	4,47	4,28	3,99
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,14	0,13	0,13	0,09	0,08	0,08	0,06	0,06	0,02	0,04
PF	1,63	1,78	1,81	0,19	0,98	0,63	0,37	0,74	0,52	0,74
Total	98,74	99,76	99,98	99,22	100,66	99,64	100,58	100,85	100,98	100,94
Cs (ppm)	1,5	1,8	1,4	5,0	2,1	3,1	1,7	3,6	1,1	0,9
Rb	87,9	91,7	215,6	169,8	152,2	123,8	140,6	153,3	120,0	128,1
Ba	425,3	470,0	431,6	573,4	530,8	489,3	410,9	427,6	515,3	628,2
Sr	218,2	242,1	127,1	145,2	190,9	161,9	99,3	108,9	102,4	87,6
U	3,19	3,47	7,16	5,84	3,85	4,44	2,65	3,66	4,57	2,93
Th	8,90	9,34	14,35	16,29	13,40	12,81	13,83	17,00	23,85	13,05
Ta	1,01	1,00	1,32	1,51	0,95	1,37	1,48	1,17	0,80	1,24
Nb	9,3	8,9	11,2	13,0	8,4	9,9	11,5	8,0	6,1	10,7
Hf	3,31	3,23	4,05	4,16	3,79	3,53	3,46	2,36	2,59	3,04
Zr	121	118	134	139	140	126	112	72	79	97
Y	19,2	19,1	29,8	28,2	15,3	19,3	21,1	15,0	9,7	20,0
V	59,7	54,6	55,3	24,5	25,2	20,5	13,9	11,8	5,1	11,5
Co	7,13	55,11	10,21	3,72	4,00	3,10	2,16	1,38	0,87	1,90
Cr	23,52	24,99	45,25	35,12	26,27	18,20	14,44	9,14	8,64	22,04
Ni	4,94	44,75	19,82	4,95	5,47	3,80	3,24	3,97	nd	4,29
La	23,6	23,8	28,9	33,5	33,4	28,0	18,2	14,6	15,3	26,5
Ce	47,1	46,8	56,9	67,2	62,2	54,0	37,3	41,2	30,5	51,5
Pr	5,3	5,2	6,6	7,4	6,7	5,9	4,1	3,4	3,0	5,5
Nd	19,6	18,9	24,2	26,5	22,8	20,3	14,2	11,8	10,3	18,6
Sm	3,89	3,78	5,05	5,22	3,96	3,74	3,16	2,39	2,00	3,55
Eu	0,83	0,85	1,01	0,74	0,84	0,71	0,52	0,50	0,50	0,51
Gd	3,38	3,27	4,72	4,45	3,06	3,08	2,94	2,08	1,69	2,96
Tb	0,53	0,52	0,78	0,73	0,45	0,49	0,52	0,36	0,27	0,50
Dy	3,17	3,11	4,67	4,49	2,60	2,99	3,34	2,27	1,55	3,17
Ho	0,63	0,60	0,94	0,90	0,48	0,60	0,67	0,47	0,32	0,63
Er	1,84	1,78	2,82	2,66	1,41	1,82	2,08	1,48	1,01	1,97
Tm	0,29	0,28	0,43	0,42	0,22	0,30	0,34	0,25	0,18	0,31
Yb	1,99	1,95	3,03	2,97	1,49	2,14	2,46	1,90	1,43	2,30
Lu	0,32	0,32	0,49	0,47	0,24	0,35	0,39	0,31	0,25	0,37
Pb	14,7	16,7	18,1	23,1	29,0	20,6	31,7	28,6	28,8	18,1
Cu	5,3	6,6	11,0	nd	7,2	nd	nd	nd	nd	nd
Zn	63,1	53,8	56,4	63,9	67,6	44,6	32,0	28,2	14,4	27,0
Sn	1,7	2,0	2,4	3,3	2,0	1,8	1,9	1,5	0,7	2,6
W	0,5	0,7	2,2	1,2	3,0	0,3	nd	nd	nd	0,5
Sb	0,2	0,3	0,2	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Mo	nd	nd	nd	1,9	0,9	nd	nd	nd	nd	nd
As	2,9	1,7	nd	1,6	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Be	2,0	2,1	3,3	2,9	2,3	2,3	2,3	2,3	1,5	2,2
Bi	0,1	nd	0,3	1,9	0,1	nd	nd	nd	nd	nd
Cd	nd	nd	nd	nd	0,7	nd	nd	nd	nd	nd
Ga	18,3	18,4	16,1	18,4	17,8	16,3	15,4	14,6	13,2	15,3
Ge	1,5	1,6	1,7	1,8	2,2	1,5	1,6	1,6	1,2	1,5
In	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd

Tabl. 3 (suite) - Analyses chimiques des filons de la feuille Sotta – Bonifacio

Filons du pôle acide (suite)										
N_Ech.	41	139	121	141	112	198	23	46	114	203
SiO <sub>2</sub> (%)	74,03	75,57	75,11	75,96	76,21	77,24	70,19	70,89	74,16	69,29
TiO <sub>2</sub>	0,14	0,08	0,09	0,11	0,07	0,06	0,34	0,29	0,16	0,40
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,54	13,28	12,87	12,76	12,40	12,95	15,53	14,95	14,21	14,66
Fe <sub>2</sub> O <sub>3t</sub>	1,55	1,57	1,02	1,59	0,96	1,03	2,73	2,43	1,94	4,18
MnO	0,07	0,05	0,10	0,05	0,07	0,04	0,08	0,06	0,03	0,05
MgO	0,43	0,07	0,24	0,10	0,08	0,12	0,51	0,40	0,09	1,16
CaO	0,99	0,56	0,34	0,11	0,32	0,43	2,79	2,10	0,39	0,25
Na <sub>2</sub> O	3,80	3,56	3,66	4,11	3,36	4,13	4,08	4,02	4,37	4,50
K <sub>2</sub> O	4,16	5,17	4,92	4,39	5,24	4,36	3,61	3,64	4,72	4,39
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,04	nd	nd	nd	nd	nd	0,07	0,06	0,03	0,07
PF	0,69	0,44	0,63	0,45	0,45	0,45	0,52	0,70	0,83	1,56
Total	99,41	100,36	98,98	99,62	99,16	100,80	100,45	99,55	100,93	100,51
Cs (ppm)	1,5	1,2	1,5	0,8	1,5	1,5	2,3	2,1	0,9	0,4
Rb	151,0	188,9	224,4	204,6	234,0	192,7	106,1	133,3	135,2	127,4
Ba	488,5	447,5	224,4	218,7	247,8	112,5	662,5	652,3	696,7	1067,0
Sr	82,7	43,5	29,1	27,4	35,2	28,2	212,2	174,1	50,4	47,1
U	4,87	15,56	5,66	5,99	5,84	5,69	3,54	3,67	6,84	8,81
Th	15,56	20,51	17,99	20,33	22,20	21,77	12,54	12,61	20,18	14,78
Ta	1,61	1,68	2,42	2,00	1,54	1,77	1,18	1,26	1,68	2,06
Nb	12,2	17,1	16,1	19,2	10,4	11,5	13,0	12,6	17,5	29,1
Hf	3,10	4,00	3,16	4,72	3,34	3,08	6,87	6,74	7,62	19,77
Zr	93	106	77	133	93	72	270	250	284	1036
Y	23,8	39,4	29,4	23,0	16,4	19,2	33,2	33,7	43,0	69,0
V	8,8	nd	4,8	2,5	2,0	3,9	14,4	11,8	3,3	4,7
Co	1,75	0,62	0,74	1,07	0,55	0,80	2,67	2,10	0,38	1,45
Cr	22,62	21,03	9,51	38,84	23,33	22,49	27,77	17,09	11,71	21,89
Ni	3,60	nd	3,06	3,62	3,56	4,21	4,56	3,35	nd	4,37
La	23,2	35,6	6,9	14,5	21,5	13,5	36,7	36,8	68,8	58,1
Ce	48,1	73,4	23,9	48,4	45,4	28,8	77,3	75,2	126,3	129,0
Pr	5,0	8,6	2,0	4,1	4,4	3,3	9,0	8,9	16,0	15,7
Nd	17,3	31,3	7,6	14,9	14,2	11,6	34,5	33,3	57,4	61,2
Sm	3,68	6,69	2,41	3,47	2,77	2,74	7,04	6,83	10,94	13,30
Eu	0,44	0,72	0,24	0,26	0,27	0,26	1,38	1,22	1,67	3,52
Gd	3,34	5,95	2,99	3,05	2,27	2,60	6,13	5,99	9,14	12,30
Tb	0,59	1,03	0,61	0,57	0,41	0,46	0,97	0,96	1,44	1,97
Dy	3,75	6,31	4,17	3,81	2,54	3,04	5,68	5,78	8,28	12,01
Ho	0,76	1,26	0,88	0,80	0,52	0,60	1,11	1,11	1,52	2,37
Er	2,30	3,76	2,78	2,63	1,66	1,90	3,14	3,20	4,29	7,07
Tm	0,38	0,59	0,46	0,45	0,27	0,31	0,48	0,47	0,65	1,09
Yb	2,75	4,03	3,42	3,42	2,15	2,29	3,22	3,21	4,47	7,51
Lu	0,44	0,61	0,54	0,55	0,34	0,36	0,50	0,50	0,69	1,20
Pb	26,9	26,3	19,7	10,4	26,1	21,4	16,4	17,9	136,6	16,4
Cu	nd	4,9	6,6	4,3	5,9	5,6	5,7	6,0	6,5	4,6
Zn	22,8	32,3	43,5	16,4	15,9	8,2	44,1	47,7	31,5	102,9
Sn	1,9	3,4	3,7	5,2	2,7	2,6	1,8	1,7	3,0	3,6
W	0,5	0,6	1,8	1,2	2,6	0,7	0,5	0,4	15,8	0,9
Sb	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Mo	nd	1,1	0,6	2,0	0,7	nd	0,6	nd	1,9	1,9
As	nd	nd	1,6	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Be	2,8	4,6	3,0	3,5	3,4	3,6	2,1	2,3	2,9	5,0
Bi	nd	nd	0,4	0,1	0,1	0,2	nd	0,1	0,4	0,1
Cd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	0,6
Ga	15,9	19,4	15,3	15,7	14,1	14,7	20,2	19,6	19,6	26,7
Ge	1,6	1,5	1,7	0,7	1,3	1,6	1,6	1,5	1,4	1,1
In	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	0,1	0,2

Tabl. 3 (suite) - Analyses chimiques des filons de la feuille Sotta – Bonifacio

Filons du pôle acide (suite)										
N_Ech.	269	105	324	331	136	68	312	159	69	185
SiO <sub>2</sub> (%)	76,79	74,43	75,85	75,33	76,36	72,23	73,65	74,70	74,94	75,74
TiO <sub>2</sub>	0,06	0,16	0,07	0,15	0,10	0,24	0,23	0,10	0,23	0,14
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,50	12,55	12,14	12,09	13,35	13,99	13,35	12,99	13,15	13,16
Fe <sub>2</sub> O <sub>3t</sub>	1,84	2,26	1,47	2,27	1,14	2,25	2,17	1,75	1,89	1,35
MnO	0,01	0,05	0,03	0,03	0,05	0,06	0,06	0,04	0,05	0,03
MgO	0,14	0,48	0,01	0,02	0,16	0,56	0,31	0,36	0,72	0,25
CaO	0,04	0,80	0,04	nd	0,65	0,35	0,29	0,09	0,19	0,07
Na <sub>2</sub> O	4,29	4,42	4,24	3,82	3,43	4,03	3,16	3,39	3,31	3,11
K <sub>2</sub> O	3,82	3,90	4,24	4,76	4,61	4,64	4,86	5,31	4,94	5,05
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	nd	0,03	nd	nd	nd	0,05	0,05	nd	0,05	nd
PF	0,79	0,82	0,63	0,31	0,79	1,31	0,95	0,74	1,15	0,94
Total	100,28	99,91	98,70	98,77	100,63	99,72	99,08	99,45	100,60	99,83
Cs (ppm)	0,8	2,0	1,1	0,4	1,8	1,5	2,4	0,5	2,0	1,5
Rb	510,4	268,3	221,8	157,1	169,2	154,8	238,3	170,8	196,8	218,4
Ba	23,5	26,1	11,4	22,3	606,1	487,0	574,2	427,2	559,8	397,6
Sr	3,4	20,8	nd	2,2	69,8	57,2	79,6	20,0	38,3	30,7
U	32,83	9,64	6,38	6,61	3,95	4,10	12,13	3,82	6,40	6,49
Th	137,00	29,61	25,02	23,09	17,40	15,52	23,13	20,23	21,61	26,67
Ta	19,41	3,86	3,00	2,22	1,74	1,46	1,76	1,74	1,63	1,70
Nb	207,1	40,6	32,1	27,9	11,6	12,6	13,2	17,9	12,4	12,8
Hf	42,28	12,40	9,94	12,88	2,65	3,71	4,73	4,86	4,51	4,80
Zr	979	309	250	560	71	124	163	137	152	148
Y	272,0	83,6	62,8	62,8	20,5	27,4	26,3	33,0	27,5	26,8
V	nd	14,7	nd	nd	4,6	16,0	10,2	2,3	9,8	1,8
Co	0,23	3,07	0,32	0,31	0,75	2,45	1,88	0,88	1,82	0,62
Cr	9,66	25,55	20,60	18,22	15,74	11,59	18,97	14,97	16,80	10,93
Ni	3,34	6,82	3,63	3,20	3,14	3,12	nd	nd	3,43	nd
La	47,8	26,3	13,8	37,4	24,6	24,8	41,3	16,3	41,3	31,9
Ce	97,7	63,0	43,5	108,3	35,2	46,5	78,3	68,9	85,6	62,0
Pr	11,7	8,3	4,7	10,0	5,3	5,4	8,4	4,2	8,4	7,0
Nd	40,4	32,2	19,7	37,4	18,3	19,0	28,7	14,9	28,1	22,3
Sm	14,61	10,07	6,39	8,52	3,69	4,08	5,47	3,48	5,19	4,20
Eu	0,09	0,18	0,07	0,22	0,56	0,58	0,72	0,38	0,72	0,39
Gd	19,46	11,23	7,62	8,41	3,03	3,79	4,56	3,80	4,43	3,33
Tb	4,86	2,16	1,51	1,62	0,51	0,66	0,72	0,74	0,72	0,63
Dy	37,34	14,14	10,58	10,86	3,10	4,15	4,41	5,00	4,32	4,19
Ho	8,51	2,91	2,21	2,27	0,62	0,82	0,86	1,08	0,85	0,87
Er	28,92	8,68	6,71	7,01	1,87	2,49	2,57	3,41	2,50	2,82
Tm	5,12	1,37	1,04	1,11	0,30	0,39	0,40	0,56	0,39	0,46
Yb	36,90	9,33	7,36	7,80	2,18	2,75	2,87	3,95	2,76	3,36
Lu	5,28	1,37	1,06	1,20	0,34	0,44	0,46	0,63	0,44	0,54
Pb	4,6	67,5	20,7	32,3	14,7	10,1	30,5	9,6	4,8	23,4
Cu	3,0	5,0	11,8	nd	nd	nd	8,0	3,0	nd	nd
Zn	30,9	132,6	105,9	81,3	16,4	46,5	54,4	27,2	42,8	20,9
Sn	50,3	13,9	10,3	3,2	1,9	2,0	6,3	3,3	1,2	1,9
W	4,2	0,4	0,4	0,3	0,8	2,1	2,4	0,5	1,5	0,8
Sb	nd	nd	nd	nd	0,2	nd	nd	nd	nd	nd
Mo	nd	0,7	nd	0,9	nd	nd	3,7	0,6	nd	nd
As	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Be	11,3	7,4	2,7	2,8	1,6	2,3	2,9	1,9	2,1	2,4
Bi	0,5	1,1	0,6	0,2	nd	0,2	0,3	nd	nd	0,1
Cd	0,5	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Ga	42,8	27,5	25,3	25,3	14,6	16,6	15,4	14,9	16,9	16,6
Ge	2,9	2,4	1,8	1,6	1,6	1,2	1,1	1,0	1,0	1,4
In	0,1	0,1	0,1	0,1	nd	nd	0,1	nd	nd	nd

Tabl. 3 (suite) - Analyses chimiques des filons de la feuille Sotta – Bonifacio

	Filons du pôle acide (suite)		
N. Ech.	59	107	189
SiO <sub>2</sub> (%)	75.89	75.31	77.37
TiO <sub>2</sub>	0,05	0,16	0,40
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,09	13,44	12,94
Fe <sub>2</sub> O <sub>3t</sub>	1,02	1,66	0,62
MnO	0,04	0,09	0,04
MgO	0,08	0,31	0,04
CaO	0,21	0,40	0,57
Na <sub>2</sub> O	3,88	3,34	4,15
K <sub>2</sub> O	4,48	4,85	4,11
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,03	0,03	nd
PF	0,40	1,12	0,31
<b>Total</b>	<b>99,16</b>	<b>100,69</b>	<b>100,54</b>
<b>Cs (ppm)</b>	<b>1,1</b>	<b>7,7</b>	<b>4,8</b>
<b>Rb</b>	<b>146,9</b>	<b>269,5</b>	<b>237,1</b>
<b>Ba</b>	<b>542,6</b>	<b>79,6</b>	<b>7,5</b>
<b>Sr</b>	<b>27,1</b>	<b>17,4</b>	<b>4,8</b>
<b>U</b>	<b>2,09</b>	<b>10,35</b>	<b>5,79</b>
<b>Th</b>	<b>9,44</b>	<b>29,23</b>	<b>32,18</b>
<b>Ta</b>	<b>1,57</b>	<b>3,33</b>	<b>3,22</b>
<b>Nb</b>	<b>13,0</b>	<b>23,5</b>	<b>18,4</b>
<b>Hf</b>	<b>2,18</b>	<b>4,01</b>	<b>2,63</b>
<b>Zr</b>	<b>47</b>	<b>92</b>	<b>46</b>
<b>Y</b>	<b>20,7</b>	<b>62,3</b>	<b>37,8</b>
<b>V</b>	<b>nd</b>	<b>7,5</b>	<b>1,0</b>
<b>Co</b>	<b>0,24</b>	<b>1,33</b>	<b>0,27</b>
<b>Cr</b>	<b>12,13</b>	<b>6,83</b>	<b>8,98</b>
<b>Ni</b>	<b>nd</b>	<b>3,02</b>	<b>nd</b>
<b>La</b>	<b>9,7</b>	<b>16,8</b>	<b>6,1</b>
<b>Ce</b>	<b>22,2</b>	<b>32,5</b>	<b>16,5</b>
<b>Pr</b>	<b>2,8</b>	<b>4,7</b>	<b>1,8</b>
<b>Nd</b>	<b>9,6</b>	<b>18,2</b>	<b>7,4</b>
<b>Sm</b>	<b>2,82</b>	<b>5,58</b>	<b>2,95</b>
<b>Eu</b>	<b>0,27</b>	<b>0,20</b>	<b>0,10</b>
<b>Gd</b>	<b>2,82</b>	<b>6,83</b>	<b>3,76</b>
<b>Tb</b>	<b>0,54</b>	<b>1,33</b>	<b>0,79</b>
<b>Dy</b>	<b>3,43</b>	<b>9,02</b>	<b>5,58</b>
<b>Ho</b>	<b>0,67</b>	<b>1,91</b>	<b>1,19</b>
<b>Er</b>	<b>1,98</b>	<b>5,81</b>	<b>3,80</b>
<b>Tm</b>	<b>0,31</b>	<b>0,95</b>	<b>0,62</b>
<b>Yb</b>	<b>2,17</b>	<b>6,77</b>	<b>4,52</b>
<b>Lu</b>	<b>0,33</b>	<b>1,06</b>	<b>0,71</b>
<b>Pb</b>	<b>19,6</b>	<b>44,0</b>	<b>89,4</b>
<b>Cu</b>	<b>nd</b>	<b>nd</b>	<b>3,3</b>
<b>Zn</b>	<b>19,9</b>	<b>34,0</b>	<b>16,4</b>
<b>Sn</b>	<b>2,7</b>	<b>4,5</b>	<b>3,3</b>
<b>W</b>	<b>0,6</b>	<b>0,6</b>	<b>0,5</b>
<b>Sb</b>	<b>nd</b>	<b>nd</b>	<b>nd</b>
<b>Mo</b>	<b>nd</b>	<b>nd</b>	<b>nd</b>
<b>As</b>	<b>nd</b>	<b>nd</b>	<b>nd</b>
<b>Be</b>	<b>2,5</b>	<b>3,8</b>	<b>4,1</b>
<b>Bi</b>	<b>nd</b>	<b>0,2</b>	<b>0,1</b>
<b>Cd</b>	<b>nd</b>	<b>nd</b>	<b>nd</b>
<b>Ga</b>	<b>15,9</b>	<b>17,9</b>	<b>16,9</b>
<b>Ge</b>	<b>1,6</b>	<b>2,5</b>	<b>2,5</b>
<b>In</b>	<b>nd</b>	<b>nd</b>	<b>nd</b>

Tabl. 3 (fin) - Analyses chimiques des filons de la feuille Sotta – Bonifacio

## LES FILONS DU PÔLE BASIQUE

### Les tholéïtes intraplaque continentales

N° éch.	Nomenclature	Situation géographique du filon
285	Gabbro	Route Piscia-Valicelo ; bordure du filon mixte du réservoir
330	Diorite	Piste de l'ance d' Arbitru ; au Sud de Giesulle
188	Diorite	Route D50 au Sud de Giannucciu. 1 <sup>ère</sup> épingle vers l'aval

### Les basaltes et andésites calco-alkalines VAB-G1

217	Gabbro	Filon grenue à droite de l'Ecueil Testa di U Gattu
205	Gabbro	Petit filon immédiatement au Sud de i Frasselli. Pc. 296
297	Gabbro quartzique	Piste Balistra Francolu ; filon N30 immédiatement au Sud du grand filon acide Pta. Bianca
43	Monzodiorite quartzique	Route du col St. Pietro ; 2 km à l'Ouest de l'embranchement avec la N198

### Les basaltes et andésites calco-alkalines VAB-G2

246	Gabbro	1 <sup>ère</sup> maison de Vacca. Entrée Est
256	Gabbro	Piste Naseo ; filon N30 ; recoupe l'épingle de Finocchiaja
244	Monzogabbro	Route Borivoli – Vacca ; filon N130 à la citerne d'eau
295	Diorite	Piste Francolu-Balistra ; filon N60 immédiatement au Nord du filon de quartz
228(2)	Diorite	Plage de l'ance de Chevanu ; bordure du 2 <sup>ème</sup> filon mixte à l'Ouest de la lagune
283	Gabbro	Route de Piscia-Valicelo ; filon N30 ; 2 <sup>ème</sup> lacet après le réservoir en montant
280	Diorite quartzique	Probablement même dyke que le précédent ; là ou il recoupe l'avant dernière épingle en montant
143	Monzodiorite quartzique	Lieu-dit Missoju ; bordure du filon mixte, au Sud de la grille qui ferme la piste de Rondinara

### Les basaltes transitionnels TB-G3

309	Gabbro	Route Suartone-Rondinara ; bordure de filon mixte, sous lieu-dit Fiminiciu
86	Diorite	Bocca d'Arbia ; route N196 ; départ de la piste qui mène à Capo di Feno
204	Diorite	Piste Frasselli-Acqua Dolce à l'Ouest du Pc 215
213	Diorite	Route de la presqu'île de Tonnara ; filon N30 juste avant la bifurcation aval
165	Diorite	Terrain militaire de Frassell ; le filon le plus au Nord-Ouest du Pc 230
142	Diorite	Piste Missoju – Campu Celli-Rondinara ; petit filon au Nord du Pc 113
273	Monzodiorite	Piste W de Vacca ; bordure filon 114

## Les basaltes transitionnels TB-G4

172	Diorite	Route Tarrabucceta – Vallicelo ; filon basique avant lieu-dit Cippone
345	Diorite quartzique	Est de Vacca ; petit filon N-S entre le Pc 477 et les ruines de Buscana
219	Monzodiorite	Filon immédiatement à l'Ouest du filon acide de l'écueil Testa di U Gattu
289	Monzodiorite quartzique	Limite nord de la feuille D59 dans virage rectifié ; Est Pc 284
226	Monzodiorite quartzique	Ance de Chevanu.côté est ; filon N25
325	Monzodiorite quartzique	Au NW de Pianotolli sur piste au SW du lieu-dit Litre
326	Monzodiorite quartzique	Au NW de Pianotolli et du lieu-dit Litre Pc 74

## Le stock microdioritique de Gallinarva TB Gallinarva

### LES FILONS DU PÔLE ACIDE

#### Groupe 1 - Les filons calco-alcalins relativement pauvres en HFSE, REE et Ga

Groupe 1.1 - Granodiorites et monzogranites à biotite + amphibole et Monzogranite à biotite

N° éch.	Nomenclature	Situation géographique
8(5)	Granodiorite (A2)	Filon $\mu\lambda a$ recoupe stock gabbroïque lieu-dit Murtedu sur route Ceccia-Preccogiu
8(2)	Granodiorite (A2)	Route de Murtedu ; bordure de 8(5)
144	Monzogranite (A2)	Cœur du filon mixte de Missogiu ; bordure du filon 143
335	Monzogranite (A2)	500 m au Sud de Valdaronu sur partie N-S de la piste Valda-Usciolo
118	Monzogranite (A2)	Filon aplitique N140 au lieu-dit Giocattogiu au NE de Piscia
24b	Granodiorite (A2)	Dans épingle de la route à la sortie nord de Purgo
53	Monzogranite (B)	Pta. di Nave ; Est du golfe de Sta. Amanza
35	Monzogranite (B)	Lieu-dit Coggia ; entrée du hameau
104	Monzogranite (B)	Sortie ouest de Tarrabucceta (1 <sup>er</sup> grand filon acide)

Groupe 1.2 - Granitoïdes calco-alcalins non fractionnés, pauvres en Ca.

60	Monzogranite (B)	Dyke très porphyrique Ouest du terrain de golf de Spérone
41	Syénogranite (B)	Route D459 du Col St. Pietro ; immédiatement au Sud du Pc 74
139	Granite à f. alc.(B)	Filon N70 de Biccu di Balistra qui recoupe piste Missoju-Rondinara

**Groupe 2 - Les filons de granites felsiques très différenciés, pauvres en HFSE, REE et Ga**

	Syénogranite (B)	Route N50 vers Gianuccio ; 2 <sup>ème</sup> grande épingle vers l'amont
121	Granite à f. alc. (B)	Dyke N150 recoupe les 3 épingles de la route Valicelo-Piscia
141	Granite à f. alc. (B)	Piste Missoju-Campu Celli ; 1 <sup>er</sup> des 3 dykes E-W en aval de Campu Celli
112	Granite à f. alc. (B)	Entrée de Vacca à l'Ouest Pc 477
198	Granite à f. alc. (B)	Cœur du filon mixte de St. Gavinu au NW de Poggiale

**Groupe 3 - Filons calco-alkalins relativement riches en HFSE, REE, Ga et leurs produits dérivés**

Groupe 3.1 - Granodiorites et monzogranites à biotite et amphibole

23	Granodiorite (A1)	Piste Usciolo Valdaronu 400 m au Sud de Valdaronu sur branche Est du U dessiné par la piste
46	Monzogranite (A1)	Route D459 Col St. Pietro ; 1 km en amont croisement avec N198

Groupe 3.2 - Les granites à feldspaths alcalins

114	Granite à f. alc. (B)	Filon N30 qui recoupe l'épingle route de Vacca ; à l'Est Pc 335
203	Granite à f. alc. (B)	Filon N60 ; Pc 184 au Sud de Corpu di Verga
101	Granite à f. alc. (C1)	Petit filon de Poggiale à grain fin
98	Granite à f. alc. (C1)	Filon N30 à piste N-S vers l'ance d'Arbitru Pc 58

**Groupe 4 - Les filons de Granites felsiques riches en HFSE, REE trivalentes et Ga, intraplaque (WPG) ou granites alumineux subsolvus de type A**

346	Granite à f. alc (C1)	Cœur filon mixte au-dessus des ruines de Bustagna ; Est de Vacca
251	Granite à f. alc (C1)	Ruines de Tipipi ; filon // à la piste qui mène à l'Orgone
230	Granite à f. alc (C1)	Pla. di Capineru ; filon de Baca
268	Granite à f. alc (C1)	Piste Naseo ; filon N30 à l'Ouest de la verticale d'Occhiale Pc 361
339	Granite à f. alc (C1)	Filon N30 au SE de Monacia ; Vecchiacci ; Pc 52
17(2)	Granite à f. alc (C1)	Filon N120 ; croisement entre D459 vers Coggia et route Valavo
115	Granite à f. alc (C1)	Filon qui recoupe l'épingle de la piste à l'Ouest de Vacca ; Pc 335
267	Granite à f. alc (C1)	Piste Naseo ; filon N70 immédiatement à l'Ouest du Pc 361
269	Granite à f. alc (C1)	Filon N30 ; recoupe les 2 pistes de Naseo et Piscia au Sud Occhiale
105	Syénogranite (C2)	Extrémité sud du filon de Mela ; limite nord de la carte
324	Granite à f. alc (C2)	À l'Ouest de Pianotoli ; Pc 58 près du lieu-dit Paoletta
331	Granite à f. alc (C2)	Ance d'Arbitro près de Giesulle et Pc 49

**Groupe 5 - Les filons de granite fortement peralumineux, pauvres en HFSE, REE et Ga**

136	Syénogranite (B)	Route D158 virage en épingle en amont Pc 134 à l'Ouest de Suartone
68	Granite à f.alc. (B)	Camping Acciaju N30 sur crête ouest Bocca di l'Oru
312	Granite à f.alc. (B)	Immédiatement avant entrée parking de Rondinara
159	Granite à f.alc. (B)	T.M. de Frasselli ; filon N60 le long de la piste près Suartella Pc 122
69	Granite à f.alc. (B)	Filon N30 route de Poggio au NE de Bocca di l'Oru
185	Granite à f.alc. (B)	Recoupe épingle de la route Monacia-Giannuciu Pc 272 à Prunellu
59	Granite à f.alc. (B)	Route Cala Longa ; filon le plus à l'Est Pc 23
107	Granite à f.alc. (B)	Entrée Est de Borvoli Pc 250 dans épingle de la route

Nom	Lieu	Longueur totale	X	Y	Piézo./sol (2010)	Piézo. NGF (2010)
Sotta 14.Q	Campagro	269 m	571,7	123,8	42,85	12,15
Sotta 13.0	Pomposa	236 m	572,28	124,32	pas de donnée	

**Tabl. 4 - Liste des échantillons des filons analysés ; nomenclature et provenance**

ANNEXE 2

LES DONNÉES GÉOCHRONOLOGIQUES

Échantillon	Concentrations			Rapports isotopiques				Âge Pb 207/206 (Ma)
	# Min pds. (µg)	U (ppm)	Pb rad com (pg)	Pb 206/204 [3]	Pb/U 206/238 [4]	Pb/U 207/235 [4]	Pb 207/206 [4]	
Échantillon 97-5								
1 lz	4	671	36,5	247	0,0479 ± 2	0,3546 ± 46	0,5094 ± 25	359,3
2 lz	7	589	40,5	816	0,0709 ± 2	0,05372 ± 64	0,05566 ± 16	526,2
3 2z	16	451	28,0	802	0,0664 ± 3	0,5657 ± 39	0,5925 ± 93	438,9
4 2z	9	338	25,2	74	0,0734 ± 2	0,05791 ± 34	0,05854 ± 82	549,9
5 5z	47	276	21,2	2 978	0,0787 ± 2	0,6659 ± 24	0,06136 ± 8	652,0
6 7z	45	48	3,3	339	0,0720 ± 2	0,5577 ± 32	0,05618 ± 24	459,4

Tabl. 1 - Résultats des mesures géochronologiques sur l'orthogneiss de Biancone

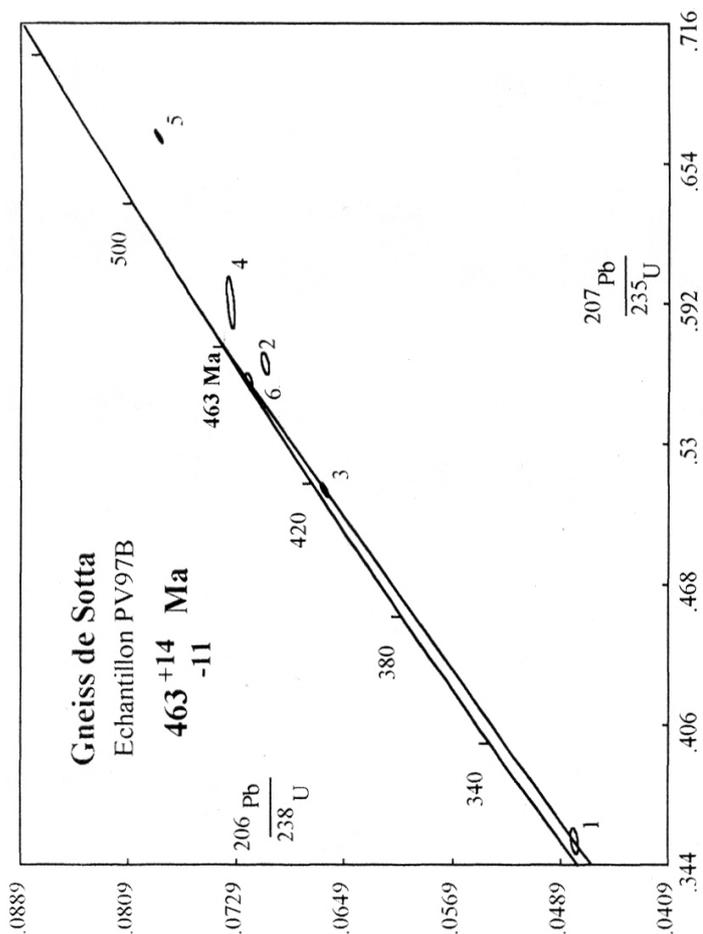


Fig. 1 - Diagramme concordia U/Pb de l'Orthogneiss de Biancone

ANNEXE 3

LISTE ALPHABÉTIQUE DES NOMS LATINS (EN ITALIQUE)  
DES ESPÈCES VÉGÉTALES CITÉES, AVEC LEURS ÉQUIVALENTS  
FRANÇAIS ET CORSE (ce dernier lorsqu'il est connu)

*Abies alba*, sapin pectiné, ghjalcu  
*Acer pseudoplatanus*, sycomore, chiralba  
*Alnus cordata*, aulne cordé, piralzu  
*Alnus glutinosa*, aulne glutineux, alisu  
*Ambrosina bassii*, ambrosinie de Bassi  
*Ammophila arenaria*, oyat  
*Anagyris foetida*, bois puant  
*Anthyllis barba-jovis*, barbe de Jupiter  
*Anthyllis hermanniae*, anthyllis faux-hermannia, lepru corsu  
*Arbutus unedo*, arbousier, arbitru  
*Armeria pungens*, armérie piquante  
*Arthrocnemum macrostachyum*, salicorne glauque  
*Asparagus albus*, asperge blanche  
*Asplenium*, doradille  
*Astragalus tragacantha*, astragale de Marseille  
*Calycotome villosa*, calicotome velu, prunu tupinu  
*Calystegia soldanella*, liseron des sables  
*Castanea sativa*, châtaignier, castagnu  
*Castroviejoa frigida*, immortelle des frimas, murzella  
*Centranthus trinervis*, centrante à trois nervures  
*Cistus creticus*, ciste de Crête, mucchju rossu  
*Cistus monspeliensis*, ciste de Montpellier, mucchju neru  
*Cistus salviifolius*, ciste à feuilles de sauge, mucchju albellu  
*Clematis cirrhosa*, clématite à vrilles  
*Clematis flammula*, clématite brulante, vitichju  
*Crithmum maritimum*, criste marine, baschichja  
*Eleocharis multicaulis*, scirpe à plusieurs tiges  
*Erica arborea*, bruyère arborescente, scopa maschile  
*Erica scoparia*, bruyère à balai, scopa fiminile  
*Erica terminalis*, bruyère terminale, scopa fiuminatica  
*Erodium corsicum*, bec de grue corse, furcina corsa  
*Eryngium maritimum*, panicaut maritime, cardu maritimu  
*Euphorbia dendroides*, euphorbe arborescente, lattone arboru  
*Fraxinus ornus*, frêne à fleurs, ornetu  
*Genista corsica*, genêt corse, coria  
*Genista monspessulana*, genêt de Montpellier  
*Genista salzmannii* var. *lobelioides*, genêt faux-lobel  
*Genista salzmannii*, genêt de Salzman  
*Gennaria diphylla*, gennaria à deux feuilles

*Helichrysum italicum*, immortelle d'Italie, murza  
*Ilex aquifolium*, houx, caracutu  
*Isoetes velata*, isoète à voile  
*Juncus acutus*, jonc aigu, ghjuncu acutu  
*Juncus maritime*, jonc maritime, ghjuncu maritimu  
*Juniperus communis* subsp. *alpina*, genévrier nain, astralella  
*Juniperus oxycedrus* subsp. *macrocarpa*, genévrier à gros fruits, ghjneperu  
*Juniperus phoenicea* subsp. *turbinata*, genévrier turbiné, legnu di ferru  
*Lavandula stoechas*, lavande à fleurs alignées, piumbone  
*Limonium articulatum*, statice articulé  
*Limonium obtusifolium*, statice à feuilles obtuses  
*Littorella uniflora*, littorelle uniflore  
*Lonicera etrusca*, chèvrefeuille étrusque, liaboscu  
*Lonicera implexa*, chèvrefeuille des Baléares, liaboscu  
*Lotus cytisoides* subsp. *conradiae*, lotier de Mme Conrad, piedipullinu  
*Myrtus communis*, myrte commun, morta  
*Nardus stricta*, nard raide  
*Olea europaea*, olivier, ugliastru  
*Ophioglossum azoricum*, ophioglosse des Açores  
*Ophrys*, ophrys  
*Osmunda regalis*, osmonde royale, filicastrella  
*Pancreatium maritimum*, lys de mer  
*Phillyrea angustifolia*, filaria à feuilles étroites, alivernu  
*Phillyrea latifolia*, filaria à feuilles larges, ulivastru  
*Phragmites australis*, roseau, canna  
*Phyllitis sagittata*, scolopendre sagittée  
*Pilularia minuta*, pilulaire menue  
*Pinus pinaster*, pin maritime, pinu maritimu  
*Pistacia lentiscus*, lentisque, listincu, macchione  
*Plantago coronopus* subsp. *humilis*, petit plantain à grosse racine, corna cervina marina  
*Poa balbisii*, pâturin de Balbis  
*Potentilla crassinervia*, potentille à nervures épaisses  
*Prasium majus*, grand prasiun, matarariu  
*Quercus ilex*, chêne vert, leccia  
*Quercus pubescens*, chêne pubescent, querciu  
*Quercus suber*, chêne-liège, leccia suvarina, suara  
*Rhamnus alaternus*, nerprun alaterne, alaternu, scotanu  
*Rosa serafinii*, rose de Serafini  
*Rosmarinus officinalis*, romarin, rosumarinu  
*Rubia peregrina* subsp. *Requienii*, garance de Requien  
*Salicornia emerici*, salicorne d'Emeric  
*Salicornia patula*, salicorne étalée  
*Sarcocornia fruticosa*, salicorne arbustive  
*Sedum caeruleum*, orpin à fleurs bleues

*Silene sericea*, silène soyeux  
*Smilax aspera*, salsepareille, raza, tiria  
*Sorbus aucuparia* subsp. *praemorsa*, sorbier des oiseleurs, surbastru  
*Spartina versicolor*, spartine à couleur changeante  
*Stachys glutinosa*, épière poisseuse, erba strega  
*Tamarix africana*, tamaris d'Afrique, tamaricciu  
*Taxus baccata*, if, tassu  
*Teucrium marum*, germandrée marum, pivarella  
*Thymus herba-barona*, thym corse, erba barona  
*Viburnum tinus*, viorne-tin, albitru muntaninu, laniu  
*Vitex agnus-castus*, gattilier, poivrier des moines, legnu santu

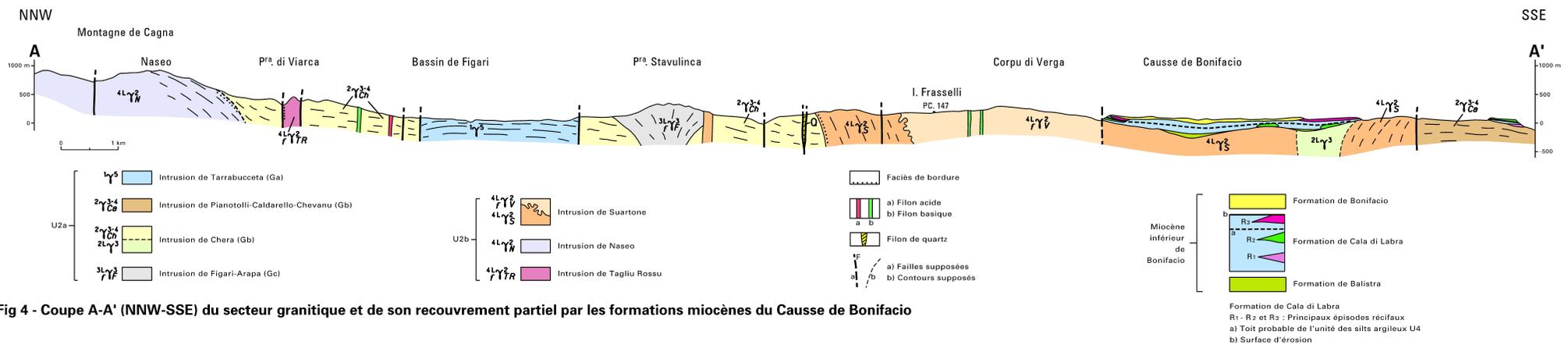
ANNEXE 4

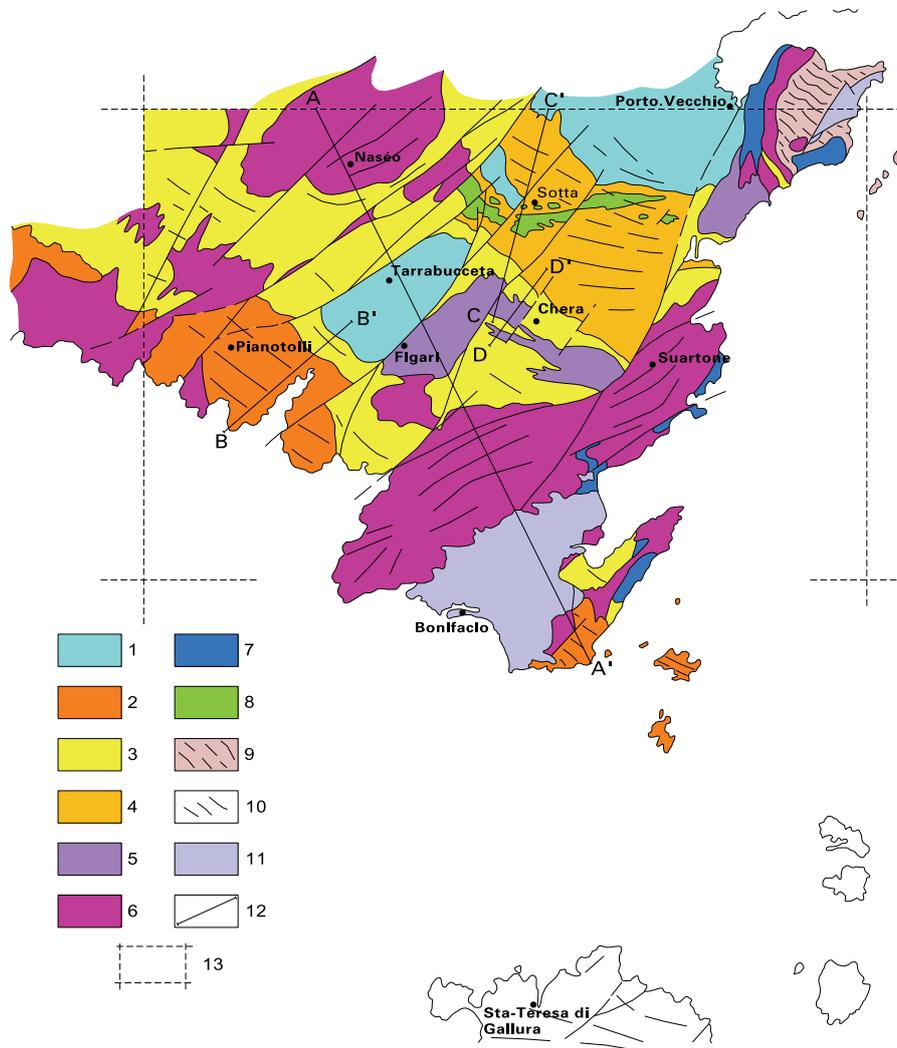
LISTE ALPHABÉTIQUE DES GENRES ET ESPÈCES  
DES FOSSILES CITÉS

*Actinocyclus radionovae*  
*Arbacina* sp.  
*Batopora rosula*  
*Bolivina* sp.  
*Cestodiscus pulchellus*  
*Chilostomella* sp.  
*Clypeaster campanulatus*  
*Clypeaster intermedius*  
*Clypeaster laganoides*  
*Coscinodiscus marginatus*  
*Coscinodiscus obscures*  
*Echinocyammus* sp.  
*Echinolampas* sp.  
*Favia* sp.  
*Favites* sp.  
*Gavelinopsis* sp.  
*Globigerina bulloides*  
*Globigerinella praesiphonifera*  
*Globigerinoides altiapertura*  
*Globigerinoides baroemoenensis*  
*Globigerinoides bisphericus*  
*Globigerinoides quadrilobatus*  
*Globigerinoides sicanus*  
*Globigerinoides trilobus*  
*Globoquadrina dehiscens*  
*Globoquadrina* sp.  
*Globorotalia archaeomenardii*  
*Globorotalia bella*  
*Globorotalia peripheroronda*  
*Haddonia* sp.  
*Heliastrea* sp.  
*Helicosphera ampliapertura*  
*Lenticulina* sp.  
*Lithodesmium* sp.  
*Marginulina* sp.  
*Martinotiella* sp.  
*Melosira clavigera*  
*Miogypsina antillea*  
*Miogypsina* cf. *sabahensis*  
*Miogypsina digitata*

*Miogypsina globulina*  
*Miogypsina intermedia*  
*Miogypsina mediterranea*  
*Miogypsina tani*  
*Miogypsinodella corsicana*  
*Miogypsinodella pillaria*  
*Miogypsinoides bantamensis*  
*Miolepidocyclina excentrica*  
*Miolepidocyclina excentrica*  
*Nodosaria* sp.  
*Orthomorphina* sp.  
*Paralia sulvata* var. *coronate*  
*Paralia sulvata* var. *radiata*  
*Porites* sp.  
*Praeorbulina glomerosa*  
*Spiroplectamina* sp.  
*Tarbellastraea* sp.  
*Textularia* sp.  
*Thegioasraea* sp.  
*Triceratium condecorum*  
*Uvigerina* sp.  
*Virgulina miocenica*







- 1 - Intrusions du groupe Ga.
- Intrusions du groupe Gb dans lequel on distingue :
  - 2 - Le pluton de P.C.C.
  - 3 - Le pluton de Chera.
  - 4 - Le pluton de Sotta.
- 5 - Intrusions du groupe Gc.
- 6 - L'ensemble des intrusions U2b structurées NE/SW.
- 7 - Intrusions d'extension limitée.
- 8 - Les roches gabbro-dioritiques.
- 9 - Les formations métamorphiques et trajectoires de foliation.
- 10 - Les trajectoires de linéations magnétiques dans les granitoïdes.
- 11 - Les formations Éocène/Miocène.
- 12 - Le tracé des quatre coupes.
- 13 - Les limites de la coupure Sotta-Bonifacio.

**Fig. 5 - Schéma structural de la carte Sotta – Bonifacio – Santa Teresa di Gallura**

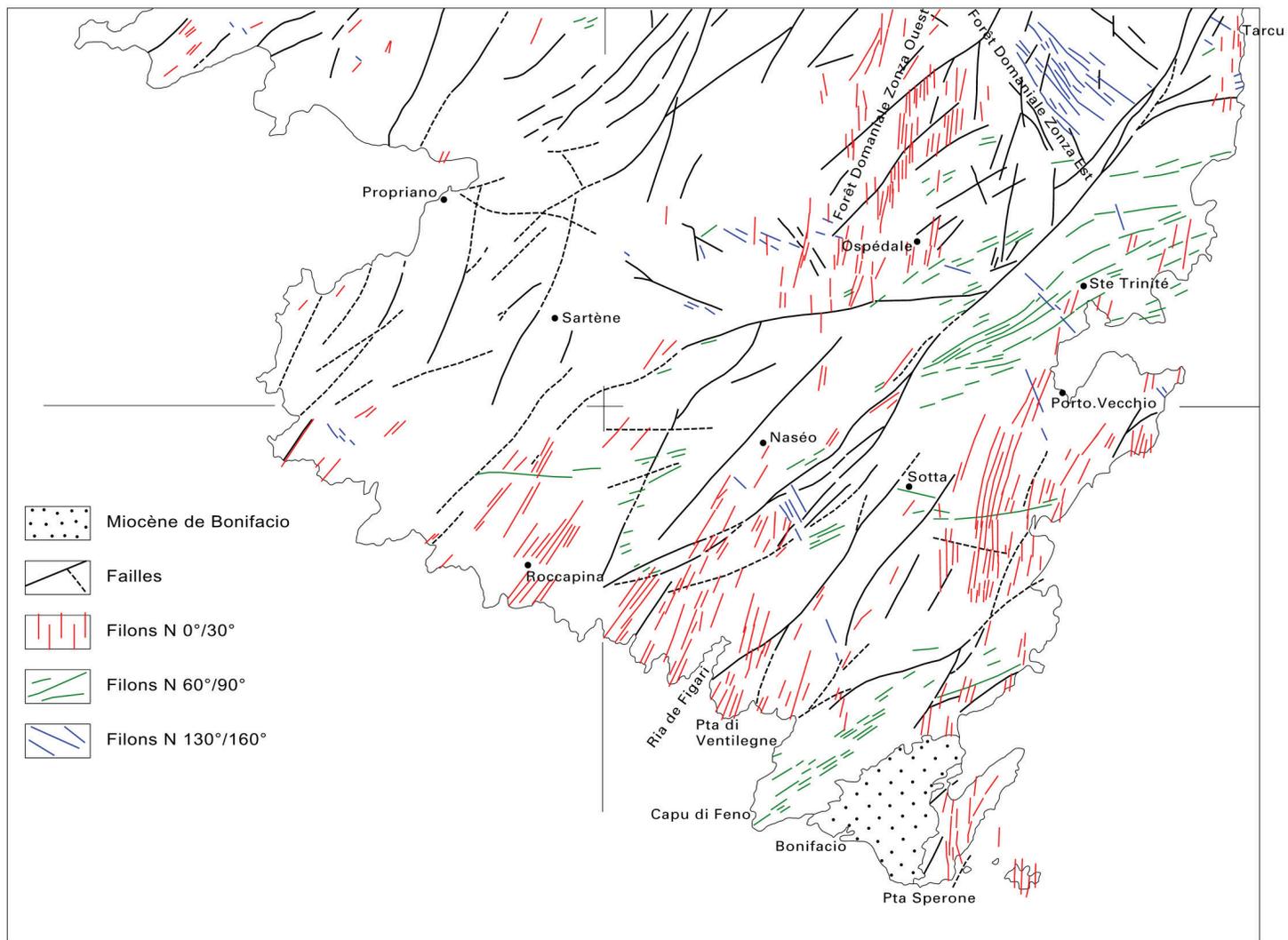


Fig. 30 - Schéma montrant l'organisation du complexe filonien tardi à post-orogénique en Corse du Sud. Secteur couvert par les feuilles au 1/50 000 Sartène – Porto Vecchio – Sotta – Bonifacio – Roccapina

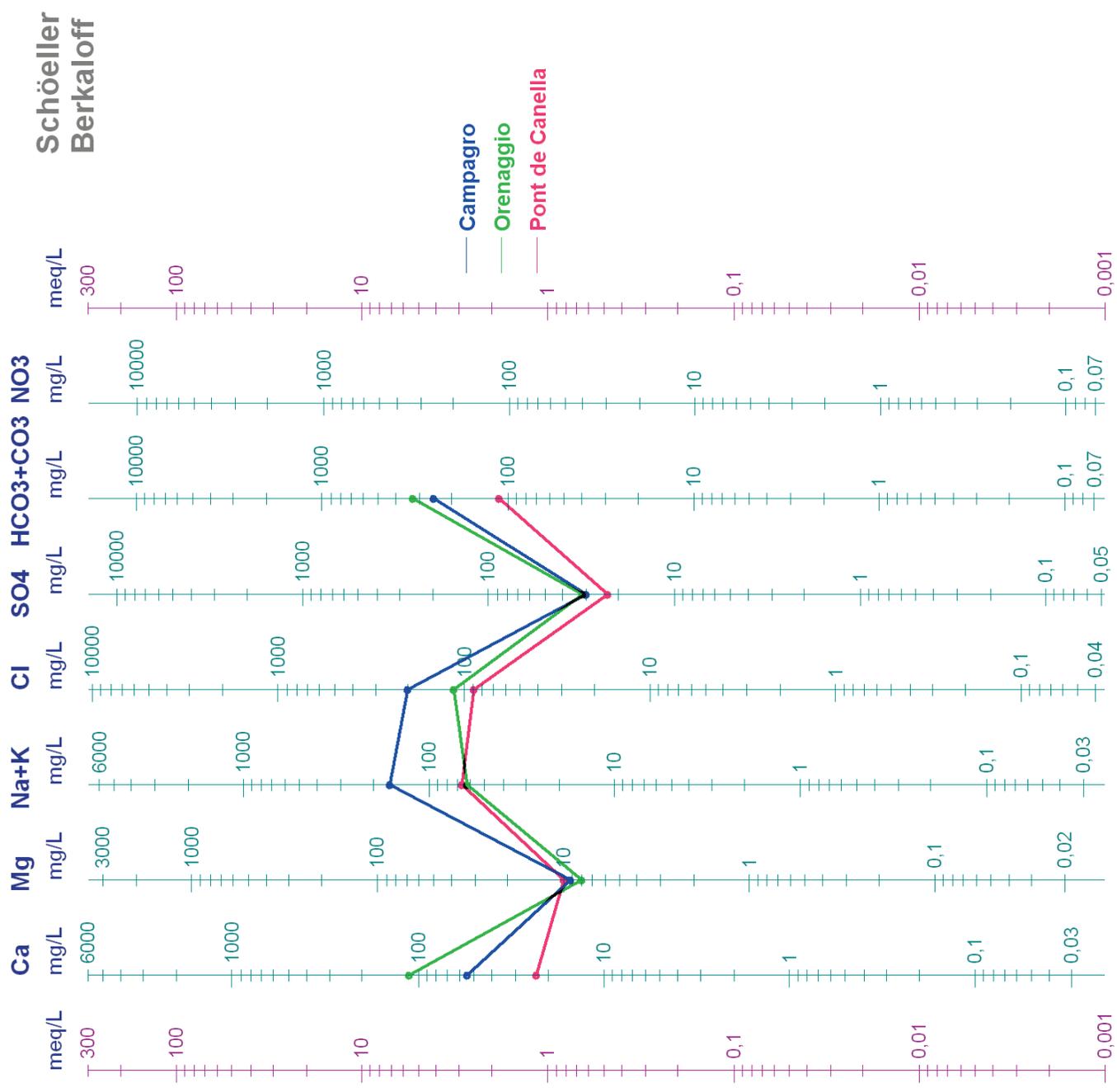


Fig. 86 - Diagramme de Schoëller-Berkaloff des eaux du socle granitique et du Causse de Bonifacio

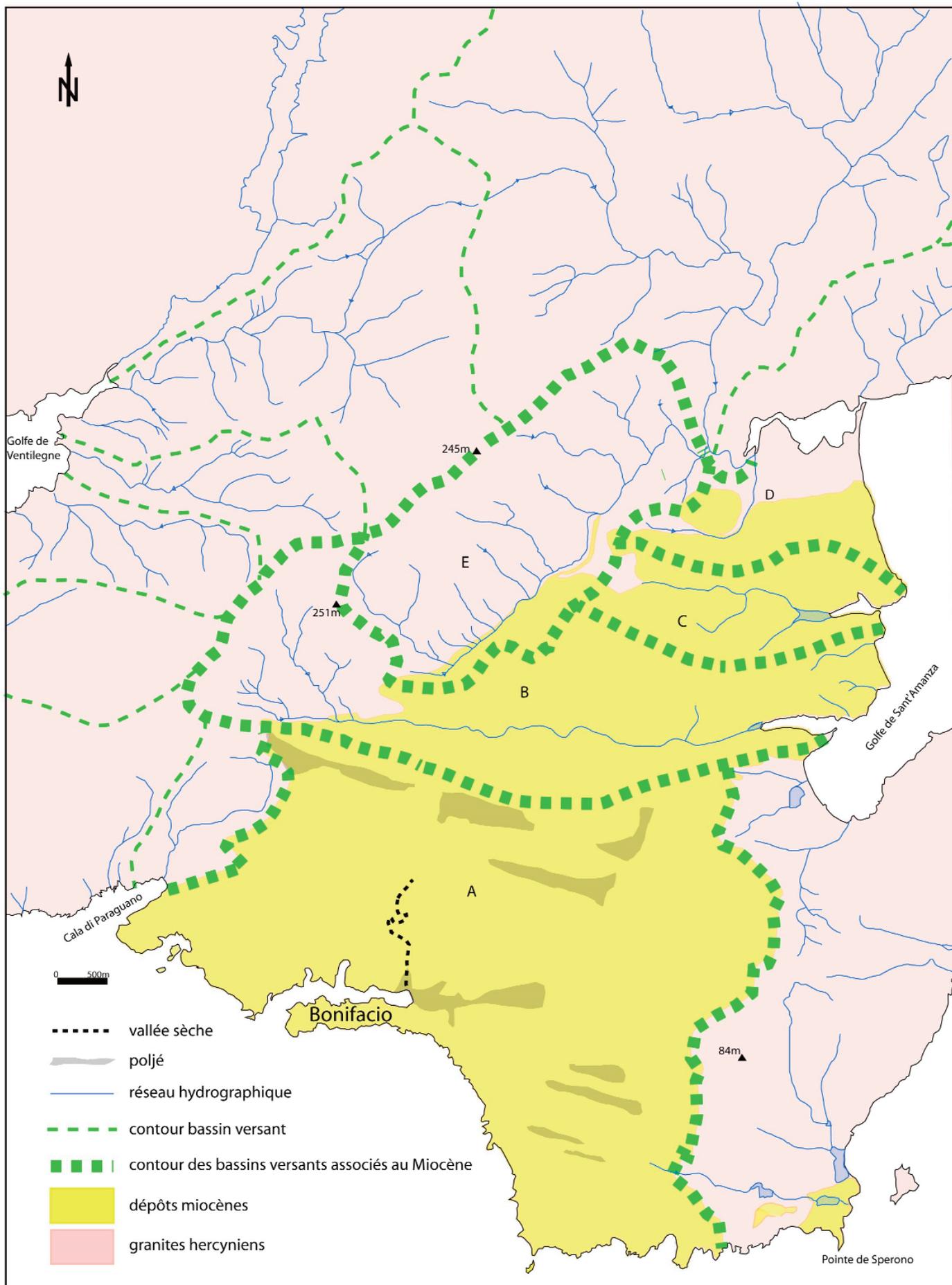


Fig. 91 - Carte des bassins versants du Causse de Bonifacio. Relation avec l'alimentation de la nappe captive