

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

# BUBRY

Par

F. BÉCHENNEC et D. THIÉBLEMONT

Avec la collaboration de

A. COCHERIE et B. MOUGIN



**NOTICE EXPLICATIVE DE LA FEUILLE  
BUBRY À 1/50 000**

**par**

**F. BÉCHENNEC, D. THIÉBLEMONT**

**avec la collaboration de  
A. COCHERIE, B. MOUGIN**

**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* : BÉCHENNEC F. (2011) – Carte géol. France (1/50 000), feuille Bubry (349). Orléans : BRGM. Notice explicative par Béchenne F., Thiéblemont D., avec la collaboration de Cocherie A., Mougin B., 137 p.

– *pour la notice* : BÉCHENNEC F., THIÉBLEMONT D., avec la collaboration de Cocherie A., Mougin B. (2011) – Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Bubry (349). Orléans : BRGM, 137 p. Carte géologique par Béchenne F. (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 : 978-2-7159-1349-3

## SOMMAIRE

<b>RÉSUMÉ</b>	<b>9</b>
<b>ABSTRACT</b>	<b>10</b>
<b>INTRODUCTION</b>	<b>13</b>
<i>CADRE GÉOGRAPHIQUE</i>	<b>13</b>
<i>CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL – PRÉSENTATION DE LA CARTE</i>	<b>13</b>
<i>TRAVAUX ANTÉRIEURS – CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE</i>	<b>16</b>
<b>DESCRIPTION DES TERRAINS</b>	<b>19</b>
<i>UNITÉS MÉTAMORPHIQUES ET PLUTONIQUES</i>	<b>19</b>
<b>Unités métamorphiques et plutoniques du Domaine varisque de Bretagne centrale (septentrional)</b>	<b>19</b>
<b>Unités métamorphiques et plutoniques du Domaine varisque ligéro-sénan (méridional)</b>	<b>53</b>
<i>FORMATIONS CÉNOZOÏQUES</i>	<b>66</b>
<b>Formations tertiaires/plioquaternaires</b>	<b>66</b>
<b>Formations superficielles</b>	<b>67</b>
<b>CONDITIONS DE FORMATION DES ENTITÉS GÉOLOGIQUES</b>	<b>71</b>
<i>FORMATIONS MÉTASÉDIMENTAIRES</i>	<b>71</b>
<i>ORTHOGNEISS ORDOVICIEN</i>	<b>71</b>
<i>GRANITES VARISQUES</i>	<b>72</b>
<i>ÉVOLUTION TECTONO-MÉTAMORPHIQUE</i>	<b>78</b>
<b>Évolution tectono-métamorphique de la Formation d'Elliant</b>	<b>78</b>
<b>Évolution tectono-métamorphique des formations du Briovérien</b>	<b>79</b>
<b>Déformation</b>	<b>82</b>
<b>SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE</b>	<b>84</b>
<i>SÉDIMENTATION ET MAGMATISME AU PROTÉROZOÏQUE SUPÉRIEUR</i>	<b>84</b>
<i>SÉDIMENTATION ET MAGMATISME AU PALÉOZOÏQUE</i>	<b>85</b>
<i>SILURO-DÉVONIEN : L'ÉVOLUTION ÉO-VARISQUE DANS LE DOMAINE SUD-ARMORICAIN</i>	<b>86</b>
<i>CARBONIFÈRE : L'ÉVOLUTION VARISQUE s.s.</i>	<b>87</b>
<i>ÉVOLUTION POST-PALÉOZOÏQUE</i>	<b>88</b>

<b>GÉODYNAMIQUE RÉCENTE</b>	<b>89</b>
<i>DÉFORMATIONS ET CONTRAINTES RÉGIONALES ACTUELLES</i>	<b>91</b>
<b>GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT</b>	<b>91</b>
<i>OCCUPATION DU SOL</i>	<b>91</b>
<i>RISQUES NATURELS</i>	<b>92</b>
<b>Sismicité</b>	<b>92</b>
<b>Inondation</b>	<b>92</b>
<i>RESSOURCES EN EAU</i>	<b>93</b>
<b>Les aquifères du socle breton</b>	<b>93</b>
<b>La participation des eaux souterraines aux débits         des rivières</b>	<b>98</b>
<b>Les captages d'eau souterraine</b>	<b>98</b>
<b>La qualité chimique de l'eau souterraine</b>	<b>103</b>
<b>Le suivi des niveaux des nappes</b>	<b>107</b>
<i>SUBSTANCES UTILES, CARRIÈRES</i>	<b>109</b>
<i>GÎTES ET INDICES MINÉRAUX</i>	<b>110</b>
<b>DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE</b>	<b>110</b>
<i>ITINÉRAIRES GÉOLOGIQUES</i>	<b>110</b>
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	<b>117</b>
<i>DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES</i>	<b>124</b>
<i>ANALYSES</i>	<b>124</b>
<b>AUTEURS</b>	<b>124</b>
<b>ANNEXE</b>	<b>127</b>

### LISTE DES FIGURES

Fig. 1 - Schéma structural du Massif armoricain (Chantraine <i>et al.</i> , 2005, modifié) et localisation de la carte à 1/50 000 de Bubry	<b>14</b>
Fig. 2 - Diagramme P-Q de discrimination des granites de la carte Bubry	<b>28</b>
Fig. 3 - Diagramme de répartition typologique des zircons indexés du granite du Crano (FB 10461)	<b>29</b>
Fig. 4 - Diagramme isochrone Th/Pb = f(U/Pb) pour les monazites du granite du Crano (FB 10461)	<b>30</b>
Fig. 5 - Diagramme isochrone Th/Pb = f(U/Pb) pour les monazites en inclusion dans les zircons de l'échantillon FB 10461	<b>31</b>

Fig. 6 - Diagramme isochrone Th/Pb = f(U/Pb)	32
Fig. 7 - Diagramme de Tera et Wasserburg, non corrigé du Pb commun, utilisé pour les zircons les plus jeunes du granite du Crano	33
Fig. 8 - Diagramme Concordia conventionnel pour les zircons les plus récents du granite du Crano (FB 10461)	36
Fig. 9 - Détails du diagramme Concordia conventionnel pour les zircons les plus récents du granite de Crano (FB 10461)	37
Fig. 10 - Diagramme de Tera et Wasserburg, non corrigé du Pb commun, utilisé pour déterminer l'âge des zircons les plus jeunes du granite de Crano	38
Fig. 11 - Détail du diagramme Concordia conventionnel pour les zircons hercyniens du granite de Crano (FB 10720)	39
Fig. 12 - Ensemble des analyses sur zircons du granite de Guern, portées dans le diagramme de Tera et Wasserburg	44
Fig. 13 - Diagramme Concordia conventionnel pour l'ensemble des analyses effectuées sur les zircons du granite de Guern (FB 10972)	45
Fig. 14 - Diagramme de répartition typologique des zircons indexés du granite de Cascadec (FB 10290)	54
Fig. 15 - Diagramme de Tera et Wasserburg (non corrigé du Pb commun) pour l'ensemble des analyses sur les zircons paléozoïques du granite de Cascadec (FB 10290)	55
Fig. 16 - Diagramme concordia conventionnel (corrigé du Pb commun par la méthode du $^{204}\text{Pb}$ ) pour les zircons du granite de Cascadec (FB 10290)	56
Fig. 17 - Cristal subautomorphe de chiastolite dans les micaschistes gris-noir de la Formation d'Elliant	<b>hors texte</b>
Fig. 18 - Bloc plurimétrique de conglomérat avec matrice de teinte rouille sablo-graveleuse, plus ou moins silicifié, emballant des galets et blocs sub-arrondis de 1 à 15 cm de quartz, de métaquartzites, et plus rarement de schistes	<b>hors texte</b>
Fig. 19 - Contact discordant entre le socle briovérien (métaquartzite micacé) et sa couverture	<b>hors texte</b>
Fig. 20 - Coupe d'un « grattage » artisanal au sein du granite de Guern, montrant un profil d'altération relique, conservé en partie dans une « cuvette » due à l'irrégularité de la base de ce profil	68
Fig. 21 - Coupes montrant l'allochtonie du recouvrement, soulignée par les stonelines à cailloutis de quartz, tant sur le granite de Guern (à Bieuzy), que sur les micaschistes du Briovérien	69

Fig. 22 - Diagramme Ab-Qz-Or (Winkler, 1979) avec représentation des lignes cotectiques pour $P_{H_2O} = P_{tot} = 5$ (trait en tiretés) et 7 kb (trait plein)	<b>74</b>
Fig. 23 - Spectres de terres rares normalisés aux chondrites (valeurs de normalisation de Anders et Grévesse, 1989) pour les granites de la feuille Bubry	<b>75</b>
Fig. 24 - Diagramme Ab-An-Or (Winkler, 1979) avec représentation des lignes cotectiques pour $P_{H_2O} = P_{tot} = 5$ (trait en tiretés) et 7 kb (trait plein)	<b>76</b>
Fig. 25 - Modèle conceptuel des altérations supergènes en domaine granitique	<b>94</b>
Fig. 26 - Localisation des bassins versants modélisés (carte) et résultats obtenus (tableau)	<b>96-97</b>
Fig. 27 - Résultats des forages réalisés dans les formations géologiques de la feuille de Bubry	<b>100</b>
Fig. 28 - Résultats des forages réalisés dans les formations géologiques recoupant la feuille de Bubry	<b>101</b>
Fig. 29 - Liste des captages d'alimentation en eau potable	<b>103</b>
Fig. 30 - Teneur en nitrates au niveau du puits de Kerpicaud à Bubry. Source : ARS56	<b>104</b>
Fig. 31 - Teneur en nitrates au niveau du puits de Manébaïl à Plouay. Source : ARS56 et AELB	<b>105</b>
Fig. 32 - Teneur en nitrates au niveau du puits de Saint-Patern à Malguénac. Source : ARS56 et AELB	<b>106</b>
Fig. 33 - Chronique piézométrique de la station de Bieuzy	<b>108</b>

#### **LISTE DES TABLEAUX EN ANNEXE**

Tabl. 1 - Analyses chimiques de granites de la carte Bubry et de Baud (FB 11327)	<b>129</b>
Tabl. 2 - Analyses U-Pb (Laser-Neptune) sur zircons du granite du Crano	<b>130</b>
Tabl. 3 - Analyses U-Pb (Laser-Neptune) sur zircons, granite du Crano, avec correction du Pb par la méthode du $^{204}\text{Pb}$	<b>131</b>
Tabl. 4 - Analyses U-Pb (Laser-Neptune) sur zircons, granite du Crano	<b>132</b>
Tabl. 5 - Analyses U-Pb (Laser-Neptune) sur zircon, granite du Crano, avec correction du Pb par la méthode du $^{204}\text{Pb}$	<b>133</b>
Tabl. 6 - Analyses U-Pb (Laser-Neptune) sur zircons, granite de Guern	<b>134</b>

Tabl. 7 - Analyses U-Pb (Laser-Neptune) sur zircons, granite de Guern, avec correction du Pb par la méthode du $^{204}\text{Pb}$	<b>135</b>
Tabl. 8 - Analyses U-Pb (SHRIMP) sur zircons, granite de Cascadec	<b>136</b>
Tabl. 9 - Analyses U-Pb (SHRIMP) sur zircons, granite de Cascadec	<b>137</b>





## RÉSUMÉ

La coupure Bubry de la carte géologique à 1/50 000 de la France est située dans le département du Morbihan ; elle couvre, pour partie, les Domaines varisques ligéro-séan et de Bretagne centrale, séparés par le grand accident transcurrent de la branche nord du Cisaillement sud-armoricain (CSA). En effet, ce dernier, orienté WNW-SSE, prend en écharpe tout le Sud-Ouest de la feuille, avant de se poursuivre au-delà, tant vers l'Ouest jusque la Pointe-du-Raz que vers l'Est jusqu'au Nord d'Angers. Sur la carte Bubry, cet accident est localement souligné par des ultramylonites et plus fréquemment par des roches plus ou moins cataclasées.

Les micaschistes de l'angle nord-ouest et du tiers oriental de la feuille s'intègre dans le vaste ensemble du Briovérien du Domaine varisque de Bretagne centrale et représentent les terrains les plus anciens connus sur la feuille (Protérozoïque supérieur et peut-être début du Paléozoïque). Fortement affecté par l'empreinte des déformations et du métamorphisme général varisque, leur protolithe sédimentaire est difficile à caractériser sur la carte Bubry ; cependant, d'après les données des feuilles voisines où cette empreinte est nettement moins prégnante, ces séries correspondent à une sédimentation détritique de type turbiditique et deltaïque, mise en place dans un vaste bassin intracontinental qui sert de réceptacle, probablement aux produits de démantèlement de la chaîne cadomienne située plus au Nord.

Sur les feuilles voisines (Rosporden et Quimper), ces micaschistes sont recoupés par une métadiorite (Niverrot-Treanna) d'affinité calco-alcaline, datée de l'Ordovicien inférieur (477 Ma), ce qui suggère que, à cette période, préalablement au dépôt du « Grès Armoricain » (Arénigien), ce domaine aurait pu évoluer localement et momentanément en régime de subduction océanique ; ceci est aussi souligné, par ailleurs, par le magmatisme calco-alcalin associé, connu sur les feuilles voisines (Quimper et Douarnenez).

Les micaschistes (Fm. d'Elliant) du domaine varisque ligéro-séan semblent proches de ceux du domaine de Bretagne centrale au vu de leur composition chimique, cependant leur âge demeure inconnu. Bien que vers l'Est, ils passent aux séries du Groupe de Bain-sur-Oust, ceci ne permet guère de résoudre cette incertitude car l'âge de ce groupe est lui-même inconnu. Néanmoins, du fait qu'ils soient recoupés par des orthogneiss datés de l'Ordovicien inférieur (orthogneiss du Leignou et de Lanvaux), l'âge du protolithe de cette formation est au moins Ordovicien inférieur et peut-être antérieur.

Les séries métamorphiques de la feuille Bubry montrent principalement une évolution varisque et sont affectées par un métamorphisme général de type basse-moyenne pression qui se développe dans les faciès amphibolites et schistes verts. L'évolution varisque se traduit aussi par la mise en place de

nombreux granites, principalement au Carbonifère supérieur, concomitamment à l'individualisation des grands cisaillements transcurrents dextres du CSA.

Cette évolution tectono-métamorphique varisque achève le bâti armoricain et les évolutions ultérieures se limitent à des épisodes de tectonique cassante qui initie notamment des failles NNW-ESE décrochantes dextres ; ces dernières ont vraisemblablement joué à différentes périodes, notamment à l'Éocène-Oligocène bien que les données de cette carte ne permettent pas de caractériser cet épisode, bien identifié par ailleurs.

Des sédiments terrigènes grossiers, ponctuels, attribués au Tertiaire (Éocène-Pliocène ?) sont les seuls connus sur la feuille, qui coiffent directement le substratum métamorphique.

Les phases d'altération météorique n'ont elles-mêmes laissé que peu de traces, la majeure partie des profils d'altération ayant été érodée. Enfin les terrasses fluviales notées sur les berges du Blavet témoignent des épisodes successifs d'incisions et d'inondations principalement liées aux variations climatiques.

## ABSTRACT

The Bubry map area of the 1:50,000-scale geological map of France is located in the Morbihan Department. It partly covers Variscan domain of the western Loire region and central Brittany, separated by the major transcurrent fault that is the northern branch of the South-Armorican Shearzone (CSA). This WNW-ESE-trending fault bounds the entire south-west part of the map area, before continuing beyond it both to the west until the Pointe-du-Raz and to the east until north of Angers. In the Bubry map area this fault is locally marked by the presence of ultra-mylonite and, more commonly, by rocks that underwent cataclasis to varying degrees.

The micaschist in the north-west corner and the eastern third of the map area, part of the great Brioverian unit of the Variscan domain of central Brittany, is the oldest map unit, of Late Proterozoic to, possibly, Early Paleozoic age. Their sedimentary protolith is difficult to discern because of the general Variscan deformation and metamorphism. However, data from adjoining map areas, where these effects are much weaker, show that the original rock was of detrital sedimentary turbiditic and deltaic origin, emplaced in a vast intracontinental basin that received erosion products, probably of the Cadomian mountains farther north.

In the neighbouring Rosporden and Quimper map area, the micaschist is intersected by metadiorite (Niverrot-Treanna) of calc-alkaline affinity, dated as

Early Ordovician (477 Ma), which suggests that, during this period that preceded deposition of the Armorican Sandstone (Arenig), the area may have been subjected to short-lived oceanic subduction. This point is further underlined by the presence of calc-alkaline magmatic rocks in the nearby Quimper and Douarnenez map areas.

The chemical composition of the micaschist (Elliant Fm.) of the Variscan Loire-Brittany domain seems to be close to that of the Central Brittany domain, though its age is yet unknown. Even though, to the east, the micaschist passes into rocks of the Bain-sur-Oust Group, this does not resolve that uncertainty as the latter rocks are of unknown age as well. However, the fact that these rocks are intersected by Early Ordovician Leignou and Lanvaux orthogneisses, indicates that the age of the protolith of this formation is at least Early Ordovician, but possibly older.

The metamorphic rocks of the Bubry sheet show a mainly Variscan evolution and were affected by low-to-medium pressure metamorphism that led to amphibolite- and greenschist facies. Variscan effects are also shown by the occurrence of numerous granites, mainly emplaced during the Late Carboniferous, concomitant with the development of the great dextral transcurrent CSA shearzones.

This Variscan tectono-metamorphic event ended the construction of the Armorican backbone and later evolution was restricted to episodes of brittle deformation that created in particular the dextral NNW-ESE strike-slip faults. The latter were obviously active at different periods, especially during the Eocene-Oligocene; though this cannot be seen in the map area it is quite clear elsewhere.

The only younger deposits in the map area are scattered coarse-grained terrigenous sediments attributed to the Tertiary (Eocene-Pliocene?) that directly overlie the metamorphic basement.

Weathering phases have left few traces, most of the weathering profiles having been eroded. Finally, the fluvial terraces seen on the banks of the Blavet witness of successive incision and flooding periods that were mainly related to climatic variations.



## INTRODUCTION

### *CADRE GÉOGRAPHIQUE*

La feuille à 1/50 000 Bubry, bien que relativement proche de l'Océan atlantique, est essentiellement continentale ; elle s'étend dans le département du Morbihan et les principales localités de ce territoire, outre Bubry et Pluméliau, comprennent aussi une partie des banlieues de Pontivy et de Baud ; de plus les bourgs et hameaux sont relativement nombreux dans la campagne.

La morphologie de la feuille est nettement marquée d'une part par la nature du substratum et d'autre part par la tectonique :

- à l'Ouest de la feuille, du fait du substratum granitique, la morphologie est nettement plus contrastée et l'altitude moyenne nettement plus élevée (150 à 180 m) ;
- à l'Est, le substratum micaschisteux induit une morphologie nettement plus douce et l'altitude est nettement moins accentuée (100 à 110 m).

Une autre particularité caractérise le coin sud-ouest de la feuille : un escarpement remarquablement rectiligne WNW-ESE, souligne le tracé de la branche septentrionale du Cisaillement sud-armoricain (CSA) encore dénommé « Cisaillement Quimper – Angers » ; ce dernier se traduit par un net saut de l'altitude moyenne entre le coté méridional où celle-ci est généralement comprise entre 90 et 100 m et le coté septentrional où elle monte immédiatement à 150 m.

Le réseau hydrographique entaille profondément le substratum et comprend trois principaux bassins versants :

- le bassin versant du Scorff occupe la bordure nord-occidentale de la feuille, drainant les alentours de Persquen ;
- le bassin versant du Blavet, le plus important, occupe toute la partie centrale de la feuille, depuis Pontivy au Nord, jusqu'à Baud au Sud et draine, principalement, toute la bordure orientale du massif granitique, avec un affluent particulièrement important, la Sarre ;
- le bassin versant de l'Evel draine l'Est de la feuille et recoupe la région de Pluméliau – Rémungol – Guénin.

### *CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL – PRÉSENTATION DE LA CARTE*

La région cartographiée couvre pour partie, les blocs sud et centre-armoricain, deux entités majeures du Massif armoricain, séparées par les accidents majeurs transcurrents du Cisaillement sud-armoricain (CSA) qui prend, en écharpe la carte Bubry.



**Fig. 1 - Schéma structural du Massif armoricain (Chantraine *et al.*, 2005, modifié) et localisation de la carte à 1 / 50 000 de Bubry.** 1 : Domaine cadomien-varisque du Cotentin et des îles ; 2 : Domaine cadomien nord-breton ; 3 : Domaine cadomien normano-breton ; 4 : Domaine varisque du Léon ; 5 : Domaine varisque médio-armoricain oriental ; 6 : Domaine varisque médio-armoricain occidental ; 7 : Domaine varisque de Bretagne centrale ; 8 : Domaine varisque ligéro-séna ; 9 : Domaine varisque nantais ; 10 : Domaine varisque sud-armoricain

Cependant, seule sa branche nord, sub-parallèle à la branche sud, est présente et se suit depuis le Sud-Ouest du bourg de Bubry, jusqu'au Nord de Baud sur la rive septentrionale du Blavet en passant au Sud immédiat du bourg de Quistinic. Au-delà de la feuille Bubry, cet accident se suit vers l'Ouest et l'Est, respectivement jusqu'à la pointe du Raz et jusqu'aux régions de Nantes et d'Angers (fig. 1) ; de ce fait, la carte Bubry comprend deux domaines, au Sud, le domaine varisque ligéro-sénaise et au Nord, le Domaine varisque de Bretagne centrale.

Le domaine varisque ligéro-sénaise est constitué par :

- une série métasédimentaire (Formation d'Elliant) ;
- un orthogneiss, (Orthogneiss de Lanvaux) daté de l'Ordovicien inférieur et intrusif dans la série métasédimentaire ;
- un méta-granite fortement orienté et mylonitisé (méta-granite de Saint-Thurien), daté du Carbonifère, qui forme une étroite bande intrusive aussi dans les métasédiments de la Formation d'Elliant ;
- un leucogranite (granite d'Ergué – Languidic), localement orienté et assez fréquemment plus ou moins anatectique, qui recoupe aussi les métasédiments de la Formation d'Elliant ;
- un granite fin à muscovite ± biotite (granite de la Forest) formant un petit massif circonscrit au sein du précédent.

Le Domaine varisque de Bretagne centrale est constitué par :

- les formations métasédimentaires du Briovérien comprenant essentiellement des micaschistes localement associés à des métaquartzites dont le degré de métamorphisme diminue vers le Nord-Est de la feuille ;
- des granites carbonifères identifiés par les auteurs antérieurs comme le massif granitique de Pontivy (granites de Baud, Cascadec, Inguiniel, Bubry, Guern, Crano, Quelven, et granodiorites de Kerestienne, Locmaria, Saint-Tugdual, Kerpenn et enfin la diorite de Quillio et le leucogranite trondhjémitique de Boullé) ; ceux-ci sont mylonitisés ou fortement orientés en bordure du CSA.

Les formations du Briovérien témoignent de l'existence d'un vaste bassin intracontinental stable au Protérozoïque supérieur. Les unités de l'Ordovicien inférieur, tant sur cette feuille que sur les feuilles voisines (Douamenez, Barrière *et al.*, 1975 ; Châteaulin, Plusquellec *et al.*, 1999 ; Concarneau, Béchenneec *et al.*, 1996 ; Quimper, Béchenneec *et al.*, 1999 ; Rosporden, Béchenneec *et al.*, 2001 ; Plouay, Béchenneec *et al.*, 2006), soulignent une importante activité tectono-magmatique en contexte de convergence.

L'évolution varisque apparaît, quant à elle, très étalée dans le temps :

- les reliques d'un métamorphisme précoce, de faciès granulite de haute pression, daté à  $384 \pm 6$  Ma (Peucat, 1983), sont observées dans l'unité



« océanique » de Peumerit (Pont-Croix, Plaine *et al.*, 1981 ; Quimper, Béchennec *et al.*, 1999) ; ce type de métamorphisme HP, reconnu aussi par ailleurs, témoigne d'une évolution éo-varisque en contexte de convergence, qui induit un enfouissement des séries ;

– les unités de la feuille Bubry, sont principalement marquées par une évolution varisque *s.s.*, plus récente ; cette dernière correspond à une collision continentale lors de l'Orogénèse varisque proprement dite ; elle se traduit par un métamorphisme général de basse-moyenne pression, dans les faciès amphibolite et schiste vert et par une anatexie générant migmatites et granites ; elle se traduit enfin, par la mise en place de nombreux leucogranites, concomitamment à l'individualisation des grands cisaillements transcurrents dextres du CSA, qui conditionnent souvent la structure intime de nombre de ces granites.

Dès le Carbonifère supérieur, à la fin de l'Orogénèse varisque, se développe une tectonique cassante qui se traduit :

– par des rejeux le long du CSA ;

– par l'individualisation d'un système de failles conjuguées, axées NNW-SSE et NNE-SSW, dont le système Kerforne, qui jouent surtout en décrochement.

Localement, ces jeux de failles génèrent des petits bassins où se déposent des séries détritiques stéphaniennes (bassins de Quimper et de la baie des Trépassés).

Au Mésozoïque, se mettent en place des filons de dolérite, datés limite Trias-Lias (Bellon *et al.*, 1985) qui témoignent d'un contexte extensif, probablement lié aux prémices de l'ouverture de l'Atlantique nord.

Par la suite, le système Kerforne va jouer fortement à l'Éocène-Oligocène ; ceci se traduit par l'individualisation de petits grabens où se déposent, soit des séries argilo-sableuses continentales (bassin du Juc'h, de Toulven et de Kerleven, feuille Quimper, Béchennec *et al.*, 1999) soit des séries détritiques et carbonatées marines (bassin de la baie de La Forêt-Concarneau, Béchennec *et al.*, 1996).

Enfin, l'évolution récente est liée principalement à la succession des périodes glaciaires et inter-glaciaires ; l'inter-glaciaire actuel a ainsi profondément marqué le paysage avec l'enneigement des baies et la formation des rias.

#### TRAVAUX ANTÉRIEURS – CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE

Les seuls documents cartographiques antérieurs, qui couvrent la région de Bubry, sont :

- les cartes à 1/80 000 Vannes (n° 89) (Barrois 1888, seconde édition, 1949) pour sa partie sud et Pontivy (n° 74) pour sa partie nord (première édition, Barrois 1886, seconde édition, 1948 par Pruvost, Le Maître, Faure-Muret) ;
- les cartes de synthèse à 1/320 000 Rennes – Cherbourg (Kerrien, 1972) et Nantes (Kerrien *et al.*, 1972) ;
- la carte géologique et métallogénique à 1/100 000 du district de Pontivy (Marcoux, 1980).

À la suite des travaux cartographiques de C. Barrois, J. Cogné (1960) est le premier à réaliser une vaste monographie de l'ensemble du domaine sud-armoricain, depuis la pointe du Raz jusqu'à la région nantaise. Après avoir donné une description de la lithologie des différentes unités, cet auteur définit les grandes lignes structurales de « l'Anticlinal de Cornouaille » et présente l'évolution de ce domaine comme la superposition de deux orogénèses successives, l'Orogénèse cadomienne et l'Orogénèse hercynienne.

Par la suite, de nombreux travaux plus thématiques ayant été réalisés, notamment des travaux de pétrographie (Lasnier, 1970 ; Velde, 1972 ; Triboulet, 1983 ; Carpenter et Civetta, 1976 ; Marchand, 1981 ; Jégouzo *et al.*, 1986 ; Ballèvre *et al.*, 1987, 1994, 2009 ; Godard, 1988 ; Euzen, 1993) et de géochronologie (Vidal, 1973, 1980 ; Calvez, 1976 ; Peucat, 1983 ; Paquette *et al.*, 1985), il semble que ce domaine n'a guère été affecté par l'Orogénèse cadomienne. En effet, la seule unité d'âge protérozoïque qui y est connu se limite à une enclave d'orthogneiss (orthogneiss de Pors Manec'h) au sein de l'orthogneiss ordovicien de Moëlan. De ce fait, ce domaine a été présenté, par la suite (Cogné, 1977 ; Audren et Lefort, 1977 ; Peucat *et al.*, 1978), comme le témoin d'une double ceinture métamorphique de type péri-Pacifique (Miyashiro, 1975). Cependant, la non-contemporanéité du métamorphisme HP (Peucat 1983 ; Peucat, 1986) et du métamorphisme MP-BP, amène C. Audren (1987 et 1990) à proposer une évolution en deux étapes : la première, éo-varisque, correspond à une subduction vers le Nord et la seconde, varisque *s.s.*, à une collision continentale suivie d'une tectonique décrochante dont le CSA est le principal témoin.

Une autre hypothèse d'évolution est proposée par K.-A. Jones (1991) : il interprète, en effet, le domaine sud-armoricain comme le résultat de l'individualisation, à l'Ordovicien-Silurien, d'une marge active avec un bassin arrière-arc ensialique, suivie dès le Dévonien, de sa destruction au cours d'une collision continentale.

M. Faure *et al.* (1997) envisagent, à l'échelle de la chaîne varisque :

- une évolution éo-varisque avec une subduction continentale vers le Nord, qui induit un métamorphisme HP, suivie d'une collision continentale associée à une migmatisation précoce, dès le Dévonien inférieur, lors de l'exhumation ;

– une évolution médio-varisque au Dévonien moyen-supérieur, caractérisée par la subduction d'un océan rhéique, vers le Sud, sous la marge active nord-gondwanienne ; cette subduction induit alors un magmatisme d'arc (Lizard) et une distension arrière-arc dans la plaque chevauchante (Bretagne nord-occidentale) ;

– une évolution varisque *s.s.*, carbonifère, qui se caractérise principalement par la mise en place de leucogranites, concomitamment à l'individualisation de grands cisaillements transcurrents (CSA).

Enfin, M. Ballèvre *et al.* (2009) proposent une histoire paléozoïque du Massif armoricain succédant à l'orogénèse cadomienne et comprenant plusieurs étapes :

– un rifting cambro-ordovicien probablement associé à l'ouverture de bassins océaniques : La microplaque Armorica (domaines centre et nord-armoricain) est ainsi séparée de deux plaques continentales l'Avalonia au Nord et le Gondwana au Sud. Les traces de ces bassins océaniques correspondent à des zones de sutures ;

– les témoins d'une suture septentrionale sont connus en limite méridionale du domaine du Léon (métagabbro du Conquet) ; ce dernier représente un empilement de nappes d'unités continentales subductées, avec leurs éclogites et correspondrait à un domaine intermédiaire entre l'Avalonia au Nord et l'Armorica au Sud, dont l'histoire complexe est liée à l'évolution de l'Océan rhéic ;

– la suture méridionale est soulignée par la présence de deux complexes ophiolitiques (Audierne et Champtoceaux) et les reliques d'un bassin arrière-arc dévonien inférieur (Saint-Georges-sur-Loire). Au Sud de cette suture, le domaine sud-armoricain correspond à un empilement de nappes qui comportent aussi des témoins d'éclogites et de schistes bleus ; son évolution complexe est souvent oblitéré par les conséquences de la collision continentale finale (Orogénèse varisque) qui, au Carbonifère, induit de grands cisaillement transcurrents (CSA) qui dilacèrent les unités de ce domaine.

La carte à 1/50 000 Bubry a été levée entre 2006 et 2010 :

– le levé des formations du socle et des formations superficielles a été réalisé par F. Béchenec ;

– les conditions d'affleurement sont relativement bonnes pour la région, notamment dans la moitié occidentale de la feuille où dominent les granites ; de plus, les nombreux affleurements ponctuels (notamment dans les trous d'arbres déracinés au cours des tempêtes) et les nombreuses pierres volantes dans les champs, permettent de bien cerner les limites lithologiques ;

– la synthèse cartographique et la coordination scientifique ont été assurées par F. Béchenec.

## DESCRIPTION DES TERRAINS

La carte géologique de Plouay comprend deux domaines :

- **le domaine varisque ligéro-séan** (méridional) au Sud de la branche nord du CSA ;
- **le Domaine varisque de Bretagne centrale** (septentrional) au Nord de cette même structure.

Les roches de ces deux domaines présentent toutes une altération plus ou moins grande ; néanmoins leurs profils d'altération ont très généralement été entièrement érodés et ces derniers ne subsistent que très ponctuellement soit sous forme d'arène argilo-sableuse en ce qui concerne les granites, soit sous forme d'argile brune pour ce qui est des micaschistes. En effet, les recouvrements cartographiés, notamment dans la partie orientale de la feuille, correspondent très généralement à des épandages remaniés et peu épais, silto-argileux avec cailloutis plus ou moins émoussés de quartz.

### *UNITÉS MÉTAMORPHIQUES ET PLUTONIQUES*

#### **Unités métamorphiques et plutoniques du Domaine varisque de Bretagne centrale (septentrional)**

##### **Formations du Briovérien**

Les métasédiments du Briovérien occupent l'angle nord-ouest et tout le tiers oriental de la feuille, où ils présentent différentes lithologies conditionnées principalement par l'intensité du ou des métamorphismes qui les ont affectés.

<sup>Al</sup>  
<sup>b</sup> **Micaschistes grossiers à silicates d'alumine, paragneiss subordonnés.** Ils occupent d'une part l'angle nord-ouest de la feuille et d'autre part ils forment, dans sa partie orientale, une bande de plusieurs kilomètres de large qui borde les massifs granitiques entre Bieuzy-les-Eaux et le Nord de Baud puis s'étend vers l'Est jusqu'en limite de feuille.

Dans la région nord-ouest de la carte, la série comprend principalement des micaschistes beige argenté, à foliation bien marquée par l'alternance de minces lits micacés et de lits quartzeux ; les principaux affleurements se situent en bordure de la D782 au Nord de Malachap et accessoirement près du Moulin-de-Kerduel à l'Ouest de Longeville.

Dans la partie orientale, la série est constituée de micaschistes beige argenté, souvent assez grossiers et dans une moindre mesure de paragneiss ; les principaux affleurements sont visibles sur les rives du Blavet à l'Ouest et au Sud de Saint-Nicolas-des-Eaux, au Sud-Est de Bieuzy en bordure de la route de

Kerangard, en rive est du Blavet le long de la voie ferrée à Bodevin et au Nord de l'écluse de Tréblavet, en rive sud de l'Evel près de Keralbaud, et en bordure de route à Tellené. De plus, dans les régions de Saint-Barthélémy et de Bieuzy, ces micaschistes et paragneiss sont recoupés par de fréquents filonnets et filons de granitoïdes et de pegmatoïdes, zones qui correspondent aussi (d'après les études en lames minces) à l'aire de répartition de la sillimanite. Enfin à l'Est de Baud, entre Koet-ar-Puns et Tellené, les cristaux centimétriques de staurotide sont particulièrement abondants et fort répandus dans les champs ; de plus, on y observe aussi parfois du disthène (Pierrot *et al.*, 1980).

Dans la partie nord-occidentale, les micaschistes sont affectés par une foliation principale (S1) orientée 55-70 et généralement subverticale. Cependant, en lame mince, des reliques d'une foliation antérieure (S0-1), déformée par de petits plis intrafoliaux admettant la (S1) de plan axial, sont visibles.

Dans la partie orientale, entre Saint-Barthélémy et Saint-Nicolas-des Eaux, la foliation principale (S1) est orientée au 120-140 et pend généralement de 50 à 65° vers le Nord ; au Nord et à l'Est de Baud, la foliation principale tend à s'orienter au 70-90 et son pendage varie de 40 à 65° vers le Nord. Assez fréquemment, une fine linéation de crénulation, pendant de 10 à 20° au 40-50, est présente et est associée d'une part à de petits plis en chevrons et d'autre part à une schistosité de crénulation (S2) orientée au 40-50. Enfin, en lame mince, on observe aussi des reliques d'une foliation précoce (S0-1) déformée par de petits plis intrafoliaux admettant la (S1) en plan axial.

Les micaschistes de l'angle nord-ouest de la feuille montrent une texture lépido-granoblastique et la foliation principale (S1) est soulignée par l'orientation des micas et leur ségrégation en lits micacés alternant avec des lits à dominante quartzeuse. La paragenèse de ces micaschistes comprend du quartz (40 %), de la muscovite (37 %), de la biotite (20 %), de la sillimanite (1 %), des opaques (2 %) et accessoirement du zircon.

Le quartz se présente en petites et moyennes plages à extinction légèrement onduleuse, regroupées en lits à dominante quartzeuse et souvent allongées parallèlement à la (S1).

La muscovite est en petites paillettes allongées dans le plan de (S1) et associées à celles de biotite dans les lits à dominante micacée. Cependant, la déformation de certaines de ces paillettes témoigne de l'existence d'une foliation précoce (S0-1) déformées par de rares plis intrafoliaux dont seules des reliques de charnières sont parfois conservées. Enfin, quelques grandes plages de muscovite, disposées en travers de la (S1) indiquent une cristallisation tardive post-déformation.

La sillimanite se présente en très fines aiguilles ou en fibrolites et est associée aux micas.

Les micaschistes et les paragneiss de la partie orientale montrent une texture granolépidoblastique avec la foliation principale (S1) soulignée par l'orientation des micas et leur ségrégation en lits micacés alternant avec des lits à dominante quartzreuse ou quartzofeldspathique.

Dans les régions de Saint-Barthélémy et de Bieuzy, la paragenèse de ces roches est constituée de quartz (40 à 50 %), de feldspath plagioclase (0 à 25 %), de biotite (20 à 30 %), de muscovite (3 à 25 %) de sillimanite, parfois de staurotide et d'andalousite, et plus rarement de disthène et accessoirement de zircon et d'apatite. Le disthène a été observé aussi, non en place, dans des volantes de quartz, près de Roho, La Haie-Haute et Kerascouët.

Le quartz est en petites et moyennes plages, souvent plus ou moins allongées suivant la foliation (S1), à extinction franche ou plus ou moins onduleuse. Le plagioclase, de l'albite-oligoclase, lorsque présent, est en plages moyennes, xénomorphes, souvent regroupées dans des lits préférentiels.

La biotite est en petites et moyennes paillettes associées à celles de muscovite et elles sont généralement orientées suivant (S1) ; cependant, de rares blastes sont non orientés et leur cristallisation est vraisemblablement tardi ou post-S1. La sillimanite est le plus souvent sous forme de fibrolites mais elle peut aussi se présenter en aiguilles et en petites baguettes automorphes regroupées en amas dans certains lits micacés. Lorsque présents, l'andalousite et la staurotide sont en petits blastes xénomorphes ou subautomorphes associés aux micas.

Par ailleurs, les micaschistes et les paragneiss présentent une paragenèse à quartz (35 à 40 %), éventuellement feldspath plagioclase (0 à 9 %), biotite (10 à 25 %), muscovite (25 à 38 %), andalousite (0 à 1 %), staurotide (1 à 3 %) et accessoirement zircon, apatite et tourmaline.

Le quartz est en petites et moyennes plages souvent allongées dans le plan de (S1) et à extinction plus ou moins onduleuse. Le feldspath plagioclase, de l'albite-oligoclase, est en petites plages xénomorphes fortement damouritisées souvent associées à celles de quartz.

La biotite et la muscovite sont en petites paillettes orientées suivant (S1) et souvent déformées par de petits plis en chevrons. Cependant, dans la région de Saint-Nicolas-des-Eaux, des porphyroblastes de biotite, isolés et non orientés, disposés en travers de la foliation principale, sont aussi présents témoignant d'une cristallisation tardi à post (S1).

L'andalousite, présente uniquement dans la zone de Saint-Nicolas-des-Eaux est en porphyroblastes, souvent pœcilitiques, orientés parallèlement à la (S1) mais non moulés par cette dernière et semble donc syn à tardi (S1).

La staurotide est, au contraire, omniprésente à l'Est de Baud où elle forme des porphyroclastes souvent sub-automorphes, plurimillimétriques à centimétriques, pœcilitiques, moulés par la (S1) ; les inclusions, notamment d'opiques et quartz, définissent un plan oblique sur la schistosité principale (S1). La croissance de ces porphyroclastes apparaît donc précoce, anté à éo-S1. Cependant, ceci ne se vérifie pas plus vers le Nord, dans la région de Saint-Nicolas-des-Eaux où les porphyroblastes de staurotide paraissent au contraire syn à tardi (S1).

Enfin, au Nord de Baud, à Bot-Pohic, l'étude en lame mince a révélé, outre la présence de staurotide (3 %), celle d'un porphyroblaste de disthène.

**ξb. Micaschistes moyens-fins à biotite et muscovite et métaquartzites subordonnés.** Cette série est cartographiée en une bande de largeur plurikilométrique qui se suit depuis Pontivy au Nord, où elle longe le granite du Crano, jusqu'aux abords occidentaux de Pluméliau puis de Guénin au Sud, où elle borde la série des micaschistes à silicates d'alumine.

Elle est principalement constituée de micaschistes gris argenté avec une foliation principale bien marquée, favorisant un débit de la roche en feuillets ou en plaquettes lorsque ces micaschistes sont plus quartzeux. Les principaux affleurements de ces roches sont visibles en bordure de la D156 entre le Château-de-Rimaison et Kerdanet, sur la rive orientale du Blavet entre Lann-Jacques et Kerroc'h puis entre Rimaison et Le Roho, au Sud de Pluméliau en bordure de la D203, dans le bourg de Guénin et en bordure de route près du Pont-de-Manéguen.

Les métaquartzites associés ont un grain fin, sont gris ou légèrement ocre-vert et se présentent soit en bancs décimétriques soit en passées métriques ou plus. Ils sont bien exposés au Sud de la feuille, à flanc de coteau ouest de l'Evel près de Kerival, au Sud-Est de Pluméliau en bordure de route à Beau-Soleil, en rive orientale du Blavet le long de la route de Gohazé.

Ces roches sont affectées par une foliation principale (S1) bien marquée : dans la moitié méridionale aux alentours de Guénin, elle est orientée au 60-70 et est soit subverticale, soit affiche un fort pendage vers le Sud ou le Nord ; au Nord de Pluméliau, elle est orientée au 150-160 et pend généralement de 45-55° vers le Nord. Enfin, cette foliation principale est déformée par de petits plis, souvent en chevrons, axés au 30-50, et auxquels est associée, assez fréquemment, soit une fine linéation soit une schistosité (S2) de crénulation. Enfin, en lames minces, sont observées les reliques d'une foliation précoce (S0-1), déformée par

de petits plis intrafoliaux dont seul subsistent quelques charnières admettant la (S1) en plan axial.

Les micaschistes présentent une texture lépido-granoblastique et la foliation principale (S1) est soulignée par l'orientation des paillettes de micas et éventuellement par une ségrégation minérale induisant une alternance de minces lits à dominante micacée et de lits à dominante quartzeuse ; le tout est déformé par des plis en chevron auxquels est associée une schistosité (S2) de crénulation. Leur paragenèse est composée de quartz (20 à 45 %), de biotite (5 à 15 %), de muscovite (40 à 70 %) et accessoirement, d'opacques, de zircon, d'apatite et de tourmaline.

Les micaschistes quartzeux se différencient des précédents uniquement par une proportion de quartz plus importante (55-60 %) par rapport à celle des micas.

Enfin, les métaquartzites ont une texture granoblastique à grano-lépidoblastique avec la foliation principale (S1) soulignée par l'aplatissement des plages de quartz et l'orientation des paillettes de micas. Leur paragenèse se compose de quartz (70 à 85 %), de feldspath plagioclase (0 à 3 %), de biotite (1 à 7 %), de muscovite (15 à 20 %) et accessoirement de tourmaline.

Le quartz est en petites plages plus ou moins allongées dans le plan de la (S1), à extinction légèrement onduleuse, et généralement regroupées en lits à dominante quartzeuse. La muscovite en petites paillettes orientées suivant (S1) généralement regroupées dans les lits micacés est très nettement le micas le plus abondant de cette formation ; la biotite est soit en petites paillettes orientées suivant la (S1) et associées à celles de muscovite dans les lits micacés soit en grands blastes isolés dont l'habitus diffère du Sud au Nord :

– dans la partie méridionale de la formation, région de Guénin et Nord-Ouest de Pluméliau, les blastes de biotite sont moulés par la foliation principale (S1) et comportent parfois des inclusions qui fossilisent une schistosité relique précoce, oblique par rapport à la (S1) ; ceci témoigne du caractère précoce de la cristallisation de ces porphyroclastes biotitiques ;

– dans la partie septentrionale, entre Talvern-Nénez et Pontivy, les porphyroblastes de biotite, isolés et non orientés, sont disposés en travers de la foliation principale (S1), disposition qui traduit une cristallisation tardive (post (S1)).

**ξ-Sb. Micaschistes fins lustrés et schistes, gris-vert à bleuté, à muscovite et chlorite, métaquartzites et méta-arénites quartzo-micacés subordonnés.** Cette formation occupe tout le flanc oriental de la feuille et le passage entre elle et la précédente, est progressif. Cette progressivité traduit une diminution de l'intensité du métamorphisme vers l'ENE de la feuille,



diminution qui est marquée aussi au sein même de la formation par un degré de « cristallinité » moindre d'Ouest en Est.

Cette formation est principalement constituée de micaschistes à grain fin, lustrés et finement feuilletés, gris-vert clair à bleuté, qui évoluent vers des schistes lustrés de même teinte. Localement, des bancs décimétriques ou des niveaux métriques ou plurimétriques de métaquartzites gris-vert à grain fin et de méta-arénites micacées, massifs mais néanmoins foliés, sont interstratifiés dans les micaschistes et les schistes.

Les principaux affleurements de cette série sont situés au Sud-Ouest de Remungol, le long de la route à Pont-Saint-Claude où s'observe particulièrement bien, sur plusieurs centaines de mètres, l'interstratification de niveaux de métaquartzites au sein de micaschistes fins lustrés, à l'Ouest immédiat de Remungol en bordure de la D1, au Nord de Remungol près de Kervelin à flanc des collines sur les rives de l'Evel, en bordure de route à Kervilio, au Nord-Est de Plumélieu à le Run dans d'anciennes carrières à flanc de coteau d'un petit thalweg, le long de la D203 au Sud du hameau de Kermaux, au Nord de Moustoir-Remungol à Kergoff à flanc de coteau ouest de la « Belle-Chère-Rivière », le long de la D768 au Nord-Ouest de Saint-Thuriau et le long de la D767 à Pont-Quenet.

Toutes ces roches montrent une foliation principale (S1) ; dans la partie occidentale de la formation, cette dernière est orientée au 150-160 avec un pendage assez accentué (50-70°) vers le Nord ; dans la partie sud-orientale, elle est orientée au 55-70 avec un pendage nord, et dans la partie orientale, son orientation est nettement plus variable au gré des déformations qui l'affectent. Cette foliation principale est en effet fréquemment déformée par de petits plis en chevrons axés au 60-70 auxquels est associée une fine linéation et fréquemment une schistosité de crénulation (S2). Enfin, localement ces roches sont déformées aussi par des plis assez serrés et disharmoniques dont l'axe plonge de 45° vers le 345 et le plan axial de 45° vers le Sud.

Les micaschistes fins et les schistes présentent une texture lépidoblastique ou lépidoblastique et la foliation principale (S1) est soulignée d'une part par l'orientation des paillettes de muscovite et de chlorite (lorsque présente) et d'autre part, fréquemment, par leur ségrégation en lits alternant avec de minces lits à dominante quartzreuse. De plus, comme dans les formations briovériennes précédemment décrites, sont observées les reliques d'une foliation précoce (S0-1) soulignée par des paillettes de muscovite déformée par de petits plis intrafoliaux dont seul subsistent quelques charnières admettant la (S1) en plan axial. Enfin, la foliation principale est déformée par de petits plis en chevrons auxquels est associée une schistosité (S2) de crénulation qui peut, elle aussi, être soulignée par l'orientation préférentielle de quelques paillettes de muscovite.

La paragéne des micaschistes fins et des schistes est comparable et seule la taille des minéraux présents les différencie. En effet, ces roches sont principalement constituées de quartz (30 à 45 %), de muscovite (40 à 70 %), assez fréquemment de chlorite (3 à 35 %) et accessoirement d'opacques et de tourmaline.

Les métaquartzites et les méta-arénites ont une texture granoblastique ou grano-lépidoblastique et la foliation (S1) est marquée par l'orientation des paillettes de micas blanc et de chlorite. La paragéne de ces roches est dominée par le quartz (60 à 80 %) ; la muscovite est plus ou moins abondante (15 à 30 %) de même que la chlorite (0-12 %) ; le feldspath plagioclase est parfois présent (2-8 %) et accessoirement, on observe aussi de la tourmaline et du zircon.

Le quartz dans les métaquartzites se présente en grains fins, homogènes, mais dans les méta-arénites ils sont, au contraire, assez hétérométriques avec des « clastes » de  $0,2 \times 0,5$  mm emballés dans une matrice quartzreuse nettement plus fine ; la proportion de « clastes » par rapport à la matrice peut atteindre 40 %.

La muscovite est en petites paillettes orientées suivant (S1) et qui sont parfois plus ou moins regroupées en des lits micacés très minces en association avec des paillettes de chlorite ; cependant quelques paillettes de muscovite soulignent aussi le plan de schistosité (S2).

## Roches plutoniques varisques

<sup>9-Py<sup>3</sup></sup>. **Granite du Crano, à grain grossier ou porphyroïde, à biotite et muscovite.** Ce granite occupe une large part de la moitié nord-occidentale de la carte et il se poursuit au-delà vers le Nord, sur la carte adjacente de Pontivy (Dadet *et al.*, 1986). Il forme aussi plusieurs petits pointements d'extension pluri-hectométrique à kilométrique, au sein du granite de Guern, tel entre Talroc'h et Kermandio, à l'Est de Kercloarec, au Moulin du Stang Du et à Bodeluit. Cependant, il forme aussi des massifs d'extension plus conséquente, tel celui qui s'étend depuis la Lande du Crano au Sud, jusque Le Sourm et Pontivy au Nord, tel ceux qui s'étendent autour du bourg de Persquen et au Nord-Ouest de Guern.

Le granite du Crano est très généralement en contact avec le granite de Guern et d'après les multiples interdigitations entre les deux faciès, observables ponctuellement, tel dans un ancien grattage pluridécimétrique au Sud-Est de Kercloarec, tel à Bodeluit, il semble qu'ils soient sub-synchrones. Ce granite est aussi en contact avec le granite fin de Quelven, mais les affleurements réduits et de mauvaise qualité de ce dernier ne permettent guère d'analyser leurs relations. Enfin, ce granite recoupe des métasédiments, d'une part à l'extrême nord-ouest de la feuille, aux alentours de Longueville et d'autre part sur le flanc oriental du

massif du Crano où il induit un métamorphisme de contact dans ces métasédiments.

Le granite du Crano affleure assez largement dans ses différents massifs :

- 1 - au Nord immédiat de Melrand, il est bien observable en bord de route sur la rive sud de la Sarre, à Talroc'h ;
- 2 - dans le petit massif de Kerancloarec, il est visible dans l'ancien grattage au Sud immédiat de Rongoëdo ;
- 3 - à Bodeluit, il forme de petites falaises le long de la route menant à la ferme ;
- 4 - dans le massif du Crano, il affleure aussi très largement tel sur la rive occidentale du Blavet près de Rimaison et de Kerroc'h, tel le long de la D2 à la Pierre-Fendue ;
- 5 - au Nord-Ouest de Guern, il est bien visible dans d'anciennes carrières situées en bordure ouest de la D1 ;
- 6 - dans le massif de Persquen, il affleure à la sortie nord du bourg, en bordure ouest de la D3.

Le granite du Crano est relativement leucocrate, présente un grain grossier avec une matrice feldspathique emballant de nombreux îlots plurimillimétriques translucides de quartz et de nombreuses paillettes purimillimétriques de micas, biotite et muscovite. De plus cette matrice emballe aussi, assez fréquemment des porphyroblastes sub-automorphes de feldspaths, centimétriques et localement pluricentimétriques (dents de cheval).

Sa texture est grenue et sa paragenèse comprend du quartz (36-38 %), du feldspath potassique (30-32 %), du feldspath plagioclase (25-27 %), de la biotite (3-4 %), de la muscovite (2-3 %), exceptionnellement de la sillimanite et accessoirement de l'apatite et du zircon.

Le quartz est en petites et moyennes plages regroupées en îlots holoquartzeux et présente une extinction plus ou moins onduleuse.

Le feldspath potassique, de l'orthose, est en petites et moyennes plages xénomorphes et en fréquentes moyennes et grandes plages subautomorphes assez fréquemment maclées. De plus, les plages de FK présentent de nombreuses petites « bulles » de quartz. Enfin, parfois apparaissent aussi des porphyroblastes automorphes centimétriques et plus, incluant non seulement des « bulles de quartz mais aussi de petites plages sub-automorphes de plagioclase ».

Le feldspath plagioclase, de l'albite-oligoclase, est en petites et moyennes plages et plus rarement en grandes, souvent sub-automorphes et plus ou moins damouritisées.

La biotite forme de moyennes et grandes paillettes, à pléochroïsme accentué brun clair brun très sombre, parfois maclées sagénite et éventuellement plus ou moins chloritisées.

La muscovite est soit en moyennes et grandes paillettes associées à celles de biotite soit en petites paillettes aciculaires disposées en gerbe, notamment au contact quartz-FK.

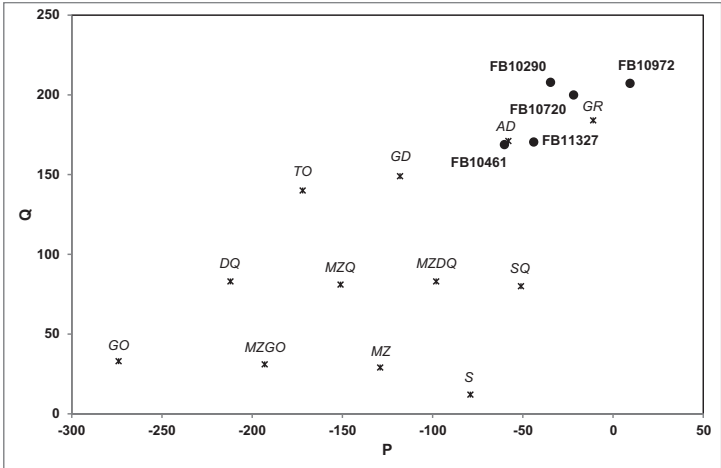
La sillimanite est exceptionnelle et a été observée ponctuellement dans un seul échantillon (FB 10461) sous forme de rares petites baguettes en inclusion dans un porphyroblaste de FK.

L'apatite est en gros granules, parfois sub-automorphes et le zircon en petits grains, souvent associés aux paillettes de biotite.

Deux analyses chimiques ont été réalisées sur ce granite (annexe tab. 1) ; l'un des échantillons a été prélevé à Talroc'h (FB 10461 - 47 58 820 ; 307 441) près de Melrand et l'autre dans le massif principal du Crano à la « Pierre-Fendue » (FB 10720 - 48 02 620 ; 3 00 554). Ces analyses chimiques montrent qu'ils sont très acides (71,1 à 73,2 %), fortement peralumineux ( $A/CNK = 1,21$  et  $1,32$ ) et riches en potassium (4,46 à 4,68 %). Dans le diagramme P-Q (fig. 2), l'un des échantillons se situe au voisinage du granite de référence et l'autre près du pôle des adamellites. Ceci se retrouve au niveau de leur composition, le FB 10720 étant un peu plus différencié avec des teneurs plus faibles en CaO (0,6 % vs 1 %) et Na<sub>2</sub>O (3,1 % vs 3,7 %). Ces traits suggèrent une attribution à l'association alumino-potassique de type Limousin, caractéristiques des zones les plus internes de l'Orogénèse varisque (Stussi, 1989).

La typologie des zircons (Pupin, 1980) réalisée sur l'échantillon (FB 10461) montre que dans ce granite les grains de zircon sont généralement rosés, plus ou moins limpides selon leur taille, les plus gros et les plus petits étant assez fréquemment opaques. L'indice moyen de la population indexée est égal à 282,332 ce qui les situe dans le domaine de l'anatexie crustale (fig. 3).

Ce même échantillon contient aussi des grains de monazite jaune, souvent automorphes, limpides. Une datation radiométrique par la méthode U-Th-Pb à la microsonde électronique (SX 50 BRGM) a été effectuée sur ces monazites. Les analyses les plus nombreuses (95), les points jeunes, permettent d'obtenir une régression linéaire dont la pente peut être comparée avec celle de l'isochrone théorique correspondant à l'âge calculé, au barycentre de la population. Cette droite de régression est pratiquement identique à celle de l'isochrone théorique à 330 Ma. En d'autres termes, les interceptes avec les axes sont comparables (325 +20 -22 et 335 +21 -19 Ma) dans la limite des erreurs sur ces âges. La valeur du MSWD à 1,5 est compatible avec la limite théorique de 1,33 (Wendt



**Fig. 2 - Diagramme P – Q de discrimination des granites de la carte Bubry.** (FB 10461 -10720 : granite du Crano ; FB 10972 : granite de Guern ; FB 11327 : granite de Baud ; FB 10290 : granite de Cascadec. Ce diagramme adapté de La Roche (1964); utilise deux paramètres : l'un (P) représente les proportions relatives de feldspath potassique (K ; en positif sur l'axe des abscisses) et de pagoclase ( $-[Na+Ca]$  ; en négatif sur l'axe des abscisses) ; l'autre (Q) représente la silice non liée aux feldspaths ; il est proportionnel à la quantité de quartz dans la roche. Si ; K ; Na et Ca représentent des quantités cationiques. Les moyennes de référence pour les différents types de roche plutonique sont tirées de Debon et Lefort (1983 ; 1988) ; elles sont abrégées comme suit : GO - gabbro ; MZGO - monzogabbro ; MZ - monzonite ; S - syénite ; DQ - diorite quartzifère ; MZDQ - monzodiorite quartzifère ; MZQ - monzonite quartzifère ; SQ - syénite quartzifère ; TO - tonalite ; GD - granodiorite ; AD - adamellite ; GR - granite

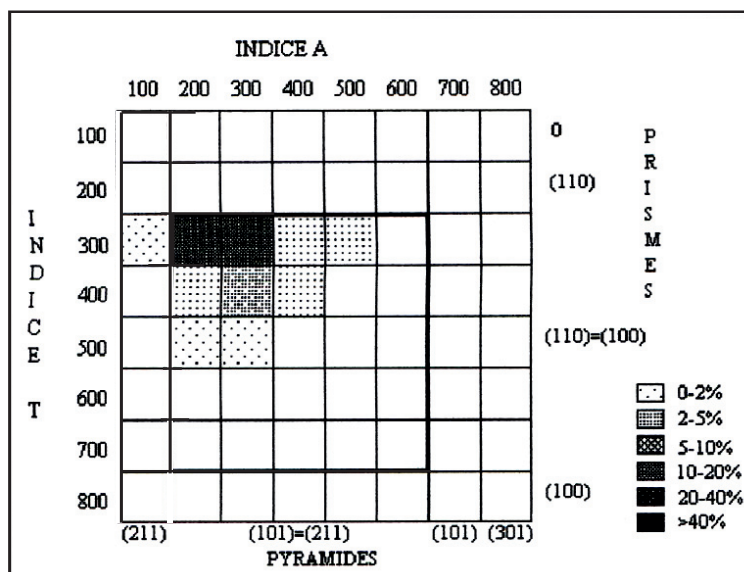
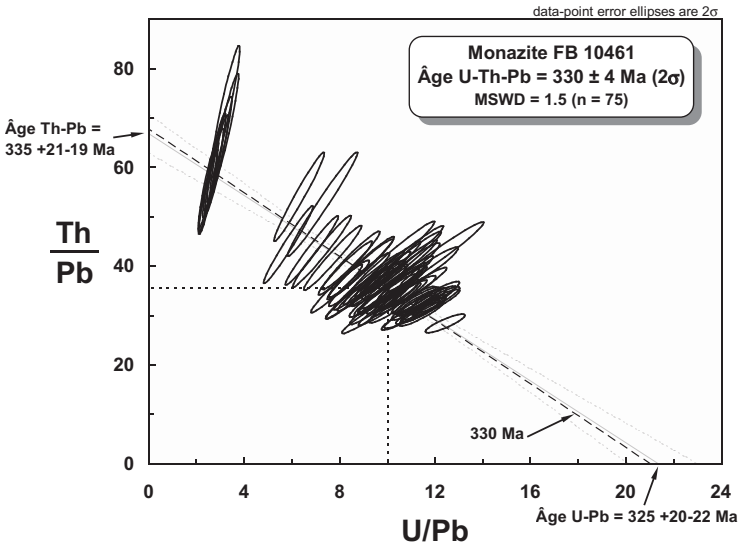


Fig. 3 - Diagramme de répartition typologique des zircons indexés du granite du Crano (FB 10461)



**Fig. 4 - Diagramme isochrone  $\text{Th/Pb} = f(\text{U/Pb})$  pour les monazites du granite du Crano (FB 10461). L'isochrone théorique est notée en pointillés (330 Ma)**

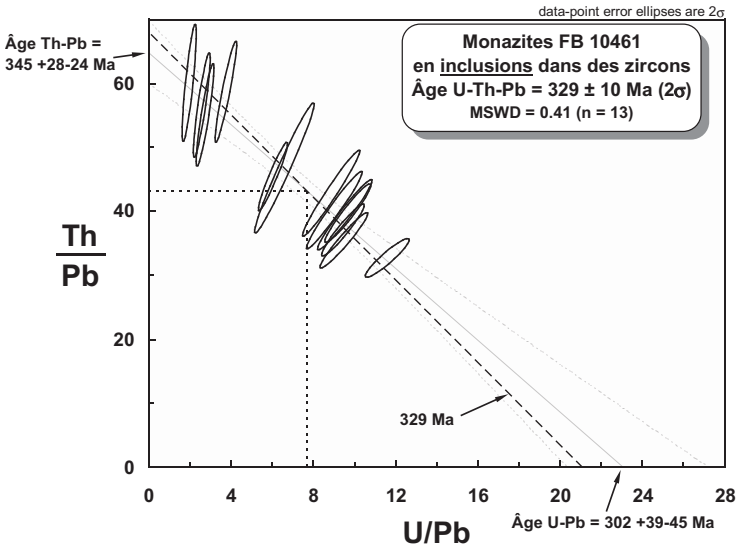


Fig. 5 - Diagramme isochrone  $\text{Th}/\text{Pb} = f(\text{U}/\text{Pb})$  pour les monazites en inclusion dans les zircons de l'échantillon FB 10461. L'isochrone théorique est notée en pointillés (329 Ma). Sa pente est cohérente avec celle de la droite de régression



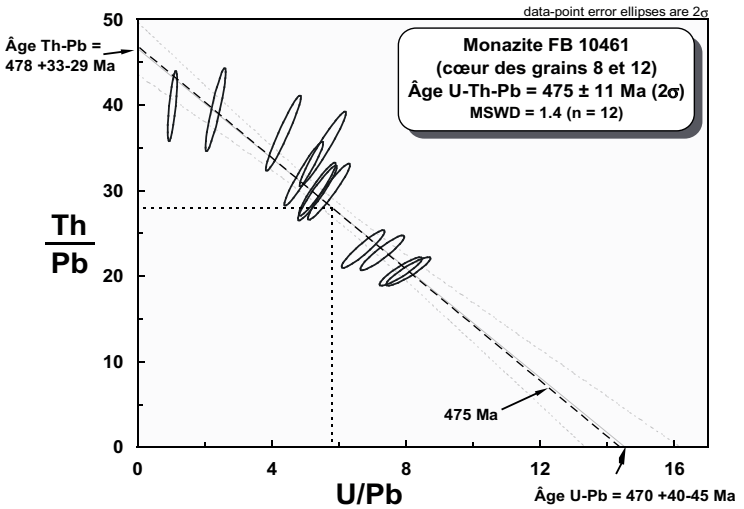


Fig. 6 - Diagramme isochrone  $\text{Th/Pb} = f(\text{U/Pb})$ . L'isochrone théorique est notée en pointillés (475 Ma). Sa pente est presque identique à celle de la droite de régression. Seuls deux des 6 grains étudiés présentent cet héritage

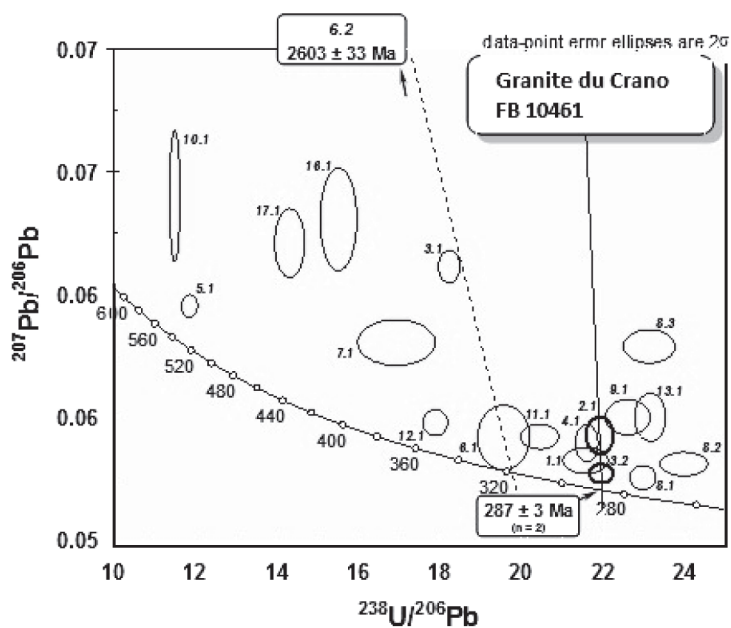


Fig. 7 - Diagramme de Tera et Wasserburg, non corrigé du Pb commun, utilisé pour les zircons les plus jeunes du granite du Crano

et Carl, 1991) permettant de considérer cette population comme unique. L'âge moyen est calculé au barycentre des points, là où il est le mieux défini. Un âge moyen à **330 ± 4 Ma** est ainsi déterminé (fig. 4). Il est interprété comme l'âge de cristallisation de la monazite.

De plus, des grains de monazites en inclusions dans certains grains de zircon ont été analysées aussi, en utilisant la microsonde électronique ; ainsi 13 analyses ont été effectuées puis traitées dans le diagramme isochrone Th/Pb = f(U/Pb) (fig. 5). Un âge à **329 ± 10 Ma** a été calculé à partir de ces analyses, âge tout à fait comparable à celui mesuré sur la population dominante de monazites « libres ».

Enfin, les cœurs des grains 8 et 12 ont été analysés aussi et malgré le nombre limité d'analyses (12 analyses), le diagramme isochrone Th/Pb = f(U/Pb) a pu être utilisé avec succès pour calculer l'âge moyen et vérifier la simultanéité de cristallisation de ces deux cœurs hérités. La droite de régression est bien confondue avec l'isochrone théorique à **475 ± 11 Ma** calculé au barycentre de la population (fig. 6).

Les zircons contenus dans ce même échantillon FB 10461 ont été analysés en U-Pb par laser ICPMS-MC (Neptune BRGM). Les 22 analyses (annexe tabl. 2-3) sont très dispersées dans le diagramme de Tera et Wasserburg, mais restent toutefois généralement proches de la Concordia (fig. 7). Comme les analyses ne sont pas absolument concordantes, souvent il n'est pas possible de faire la distinction entre une perte récente de Pb\* (radiogénique) et l'influence de la contribution du Pb commun pour les analyses discordantes. Un troisième processus s'ajoute aux deux précédents : c'est le mélange « cœur-bordure » dans le cas où un héritage est enregistré. Ainsi, le grain 6 permet de définir avec une assez bonne précision, un âge hérité vers **2 603 Ma** et un âge de recristallisation vers **320 Ma**.

D'après cette représentation (fig. 7), les derniers stades de cristallisation ou de recristallisation des zircons seraient plus récents que **300 Ma**.

Afin de préciser ces premières observations, les mêmes analyses ont été traitées en corrigeant le Pb commun grâce à la mesure du  $^{204}\text{Pb}$ . Comme il est expliqué en introduction, cette méthode devient délicate à utiliser pour des zircons plus récents que 1 000 Ma, en raison de l'imprécision sur la détermination du rapport  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ .

Dans la mesure où la teneur en U est souvent élevée pour ces zircons, la teneur en Pb\* est également élevée et donc la correction par la méthode du  $^{204}\text{Pb}$  devient ici applicable, le plus souvent, y compris pour les zircons hercyniens. La validité de cette approche est confirmée par la concordance généralement satisfaisante. En utilisant cette méthode, les deux analyses du grain 6 donnent un

coeur hérité à **2 607 ± 33 Ma** et une recristallisation à  $322 \pm 10$  Ma, (fig. 8) ce qui est très voisin de la détermination effectuée à l'aide du diagramme de Tera et Wasserburg.

Les zircons hérités sont d'origines multiples. Ils conduisent à des âges  $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$  variés : **835, 678, 532, 522 Ma**, etc.

Lorsqu'on tente de dater l'épisode hercynien le plus récent, force est de constater que la monazite ( $330 \pm 4$  Ma) ne date pas ce dernier épisode. En effet, sept analyses issues de cinq zircons différents semblent amorcer une tendance indiquant une légère perte de  $\text{Pb}^*$ . L'âge obtenu à partir de la Discordia est de  $281 \pm 7$  Ma. En considérant les deux analyses les plus concordantes (2,1 et 3,2), on peut calculer un âge  $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$  moyen à  $287 \pm 3$  Ma (fig. 9). Cet âge correspondrait au dernier épisode de cristallisation du zircon. Il peut être interprété comme l'âge de mise en place du granite.

Une datation a été réalisée aussi à partir des zircons provenant de l'échantillon FB 10720 prélevé dans le massif principal du massif du Crano à la « Pierre-fendue ». Bien que de petites tailles, 60 zircons ont été montés en section polie, 17 analyses effectuées sur 15 grains (annexe tab. 4-5).

Le détail des analyses des zircons hercyniens montre que les trois analyses 13,1, 14,1 et 15,1 peuvent être interprétées comme associées à une perte de  $\text{Pb}^*$  : elles ne seront pas retenues pour le calcul de l'âge moyen (fig. 10). Comme le montre le détail du diagramme (fig. 11), six analyses sont parfaitement concordantes après correction du Pb commun. Ce sont les six analyses déjà utilisées dans le diagramme de Tera et Wasserburg. Un âge concordant est directement calculé dans ce cas, sans avoir à tracer une quelconque Discordia afin d'obtenir l'intercepte avec la Concordia. L'âge concordant est de **300 ± 2 Ma**. Cet âge correspondrait à un épisode au cours duquel un nombre significatif de zircons ont cristallisé. Il est parfaitement en accord avec l'âge obtenu à l'aide de la méthode de Tera et Wasserburg ( $301 \pm 5$  Ma). Il peut être interprété comme l'âge de mise en place du granite.

$\eta^{\text{Q}}$ . **Diorite quartzique de Quilio, à grain fin ou moyen.** Elle forme une lentille d'extension kilométrique ( $0,5 \times 2$  km) enclavée dans le granite de Guern, lentille qui se suit depuis le hameau de Quilio à l'Ouest jusqu'à celui de Prodigio à l'Est. Cette entité est recoupée par deux failles NNW-ESE, induisant des décrochements dextres. Cette roche n'affleure que très peu mais donne de nombreuses dalles et boules métriques. D'après les données de terrain, elle comporte un faciès à grain fin en bordure et un faciès à grain moyen au coeur de la « lentille », ce qui tendrait à démontrer qu'elle est intrusive dans le granite Guern. Elle forme une roche gris assez sombre, massive, dure, sans débit préférentiel qui tend à s'altérer en boule. Elle a une texture grenue avec du plagioclase en lattes qui forment une matrice au sein de laquelle sont disséminés

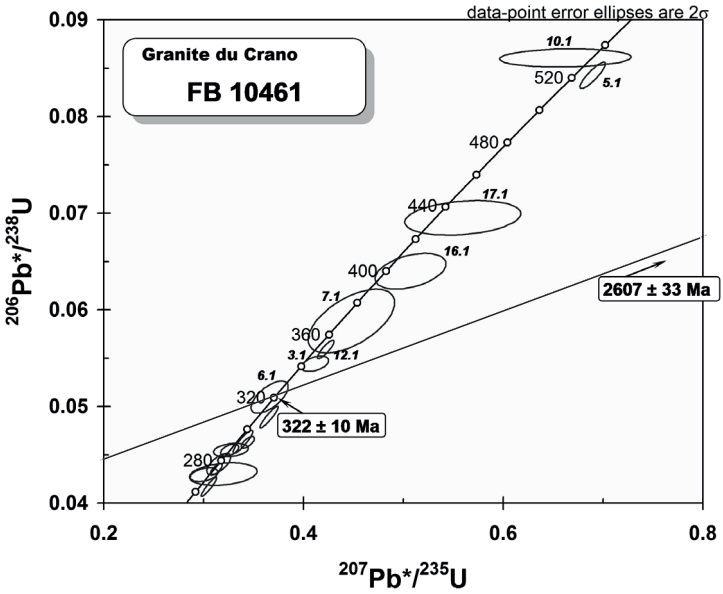


Fig. 8 - Diagramme Concordia conventionnel pour les zircons les plus récents du granite du Crano (FB 10461)

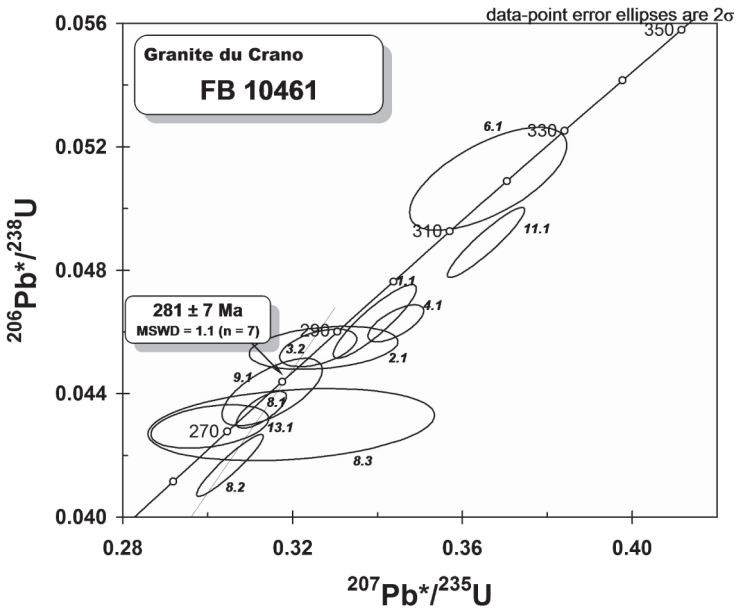


Fig. 9 - Détails du diagramme Concordia conventionnel pour les zircons les plus récents du granite de Crano (FB 10461)

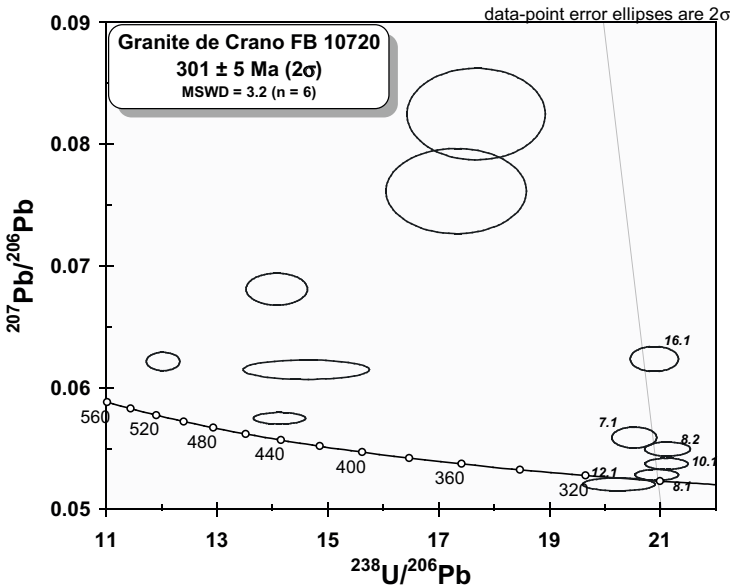


Fig. 10 - Diagramme de Tera et Wasserburg, non corrigé du Pb commun, utilisé pour déterminer l'âge des zircons les plus jeunes du granite de Crano

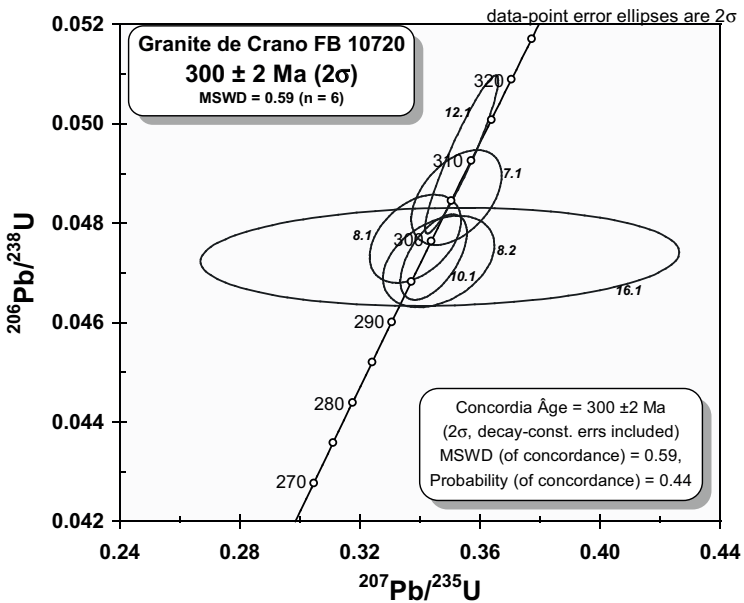


Fig. 11 - Détail du diagramme Concordia conventionnel pour les zircons hercyniens du granite de Crano (FB 10720)



de nombreuses paillettes de biotite, de l'amphibole et de petites plages de quartz. Sa paragenèse comprend du quartz (15 %), du feldspath plagioclase (58 %), de l'amphibole (15 %), de la biotite (12 %), du sphène et accessoirement de l'apatite (1-3 %) et du zircon.

Le quartz est en petites plages intersticielles, à extinction légèrement onduleuse, parfois regroupées en îlots holoquartzueux.

Le plagioclase, de l'andésine-labrador, est en lattes qui forment la matrice de la roche.

L'amphibole verte, probablement de l'actinote, est en petites plages xénomorphes, au pléochroïsme peu accentué (vert clair, vert-jaune), mais à clivages nets à 120°.

La biotite forme de nombreuses paillettes, petites et moyennes, fortement pléochroïques, beige à brun sombre, souvent regroupées en amas biotitiques.

L'apatite, fort répandue, est en grains et en baguettes sub-automorphes.

Le sphène se présente en petites plages losangiques.

**AK.** **Granodiorite de Kerpern, à grain fin, riche en biotite.** Elle forme une petite lentille (100 × 750 m) d'allongement WNW-ESE, au Nord de Melrand, près du hameau de Kerpern en bordure de la D142. Elle est bordée sur son flanc sud par le granite d'Inguinuel, qui la recoupe, et sur son flanc nord par le granite de Guern dont le contact n'est pas visible.

Elle affleure sur la rive orientale de la Sarre où, en bordure de route, elle forme une occurrence décamétrique ; cette granodiorite est une roche assez sombre, à grain fin, homogène, riche en petites paillettes de biotite, uniformément réparties dans une matrice fine essentiellement feldspathique qui est persillée aussi de multiples très petits (infra-millimétriques) grains de quartz.

Elle a une texture grenue fine et sa paragenèse comprend du quartz (36 %), du feldspath plagioclase (34 %), du feldspath potassique (22 %), de la biotite (8 %) et accessoirement de la muscovite et de l'apatite.

Le quartz est en petites plages à tendance sub-automorphe, à extinction onduleuse. Le feldspath plagioclase, de l'albite-oligoclase, forme de petites lattes à cœur plus ou moins damouritisé. Le feldspath potassique est en petites plages xénomorphes plus ou moins regroupées en îlots au sein d'une matrice plagioclasique. La biotite est en petites paillettes légèrement déformées rarement associées à de petites paillettes de muscovite. L'apatite en petits granules est relativement fréquente.

$\gamma^{2-3}$ . **Granite de Quelven, à grain fin, à muscovite et biotite subordonnée.** Il forme un massif d'extension limitée entre Quelven au Sud et Perros au Nord et il est en contact avec les granites de Guern et du Crano.

Ce granite affleure peu et il est visible principalement le long de la D2b à Kerdalou au Nord de Quelven. Il a un grain fin et présente un aspect « semoule » avec du quartz en « têtes d'épingle » translucides infra-millimétriques, disséminées dans une matrice essentiellement feldspathique ; au sein de cette dernière sont dispersées aussi de petites paillettes de muscovite et dans une moindre mesure de biotite. Sa texture est finement grenue et sa paragenèse comprend du quartz (36 %) du feldspath potassique (32 %), du feldspath plagioclase (22 %) de la muscovite (4 %) et de la biotite (2 %) et accessoirement du zircon et de l'apatite.

Le quartz est en petites et très petites plages (0,1 à 0,5 mm) xénomorphes, à extinction onduleuse.

Le feldspath potassique forme de nombreuses petites plages xénomorphes plus rarement subautomorphes (0,3 × 0,8 mm) incluant d'assez fréquentes petites bulles de quartz.

Le plagioclase, de l'albite-oligoclase est en petites plages xénomorphes et parfois sub-automorphes, plus ou moins damouritisées.

La muscovite est paillettes moyennes plus ou moins déformées et en petites plages aciculaires disposées en gerbes au contact Fk/q.

La biotite forme de très petites paillettes peu pléochroïques, plus ou moins chloritisées.

$\gamma^3$ . **Granite de Guern, à grain moyen-fin, à biotite et muscovite subordonnée.** Il forme le massif le plus conséquent de la partie granitique de la carte Bubry mais son extension vers l'Ouest est très réduite. En effet, sur la carte voisine de Plouay, où il n'a pas été distinguée cartographiquement en tant que tel, mais a été intégré à la formation granitique individualisée sous le nom de « granites de Pontivy » (Béchenec *et al.*, 2006), son extension se limite aux collines situées à l'Est de la vallée du Scorff.

Ce granite est en contact avec différents autres, granite de Cascadec et d'Inguiniel au Sud, granite de Crano au Nord ; localement, dans la région de Bieuzy-les-Eaux, il recoupe les micaschistes briovériens. De plus, il encaisse aussi de petits apex de granites rapportés à ceux d'Inguiniel, du Crano, de Saint-Ily et une lentille de granodiorite à Kerpern au Nord de Melrand. Enfin, il est recoupé par la diorite quartzique de Quilio.

En dépit de sa grande extension et d'une topographie relativement différenciée, les contacts de ce granite avec les autres formations ne sont guère observables sauf, très localement, le contact intrusif avec les micaschistes. Néanmoins, il montre des occurrences relativement fréquentes dont les plus remarquables se situent : en bordure de route à la « Chapelle-du-Cloître », dans d'anciennes petites carrières le long de la route menant à la Chapelle-Saint-Prisce, dans une ancienne carrière au Nord de Tal-er-Ganquis, en bordure de la D142 au Nord de Saint-Rivalain, dans une ancienne carrière à l'Ouest de Locrio, dans le bourg de Guern sur les « hauteurs de Bellevue ».

Le granite de Guern, à grain moyen et moyen-fin, est assez hétérogène et est relativement riche en petites paillettes de biotite, qui forment parfois des schlierens, la muscovite étant subordonnée. Sa texture est grenue et sa paragenèse comprend du quartz (36-38 %), du feldspath potassique (25-30 %), du feldspath plagioclase (26-32 %), de la biotite (3-4 %), de la muscovite (2-3 %), rarement de la sillimanite et accessoirement de l'apatite et du zircon.

Le quartz est en petites et moyennes plages xénomorphes, isolées ou regroupées en îlots holoquartzeux, à extinction plus ou moins onduleuse. Le feldspath potassique est en petites et moyennes plages xénomorphes intimement associées à celles de feldspath plagioclase et plus rarement en plages moyennes (2 × 5 mm) sub-automorphes et éventuellement maclées ; dans tous les cas, ces plages de feldspath potassique montrent de fréquentes « bulles » de quartz. Le feldspath plagioclase, de l'albite-oligoclase, est en petites et moyennes plages xénomorphes ou sub-automorphes plus ou moins damouritisées. La biotite est le mica dominant et elle est en petites et moyennes paillettes plus ou moins chloritisées, à fort pléochroïsme brun sombre-beige. La muscovite est généralement en petites et moyennes et plus rarement en grandes paillettes parfois kinkées ; enfin, au contact du feldspath potassique, elle est aciculaire et disposée en gerbes. Occasionnellement la sillimanite est présente ; elle est soit en fines baguettes regroupées en amas et associées aux micas, soit en aiguilles (mullite) associées au quartz et à la muscovite.

Une analyse chimique (annexe tabl. 1) effectuée sur un échantillon (FB 10972) prélevé dans une petite carrière au Nord de Tal-er-Ganquis (47 59 799 ; 3 12 600), témoigne d'une composition acide ( $\text{SiO}_2 = 70\%$ ), très potassique ( $\text{K}_2\text{O} = 4,77\%$ ) et fortement peralumineuse ( $A/\text{CNK} = 1,57$ ) ; par contre elle est pauvre en  $\text{CaO}$  ( $= 0,5\%$ ) et en  $\text{Na}_2\text{O}$  ( $= 2,3\%$ ) ce qui explique son excès d'alumine ; ces caractères la rattachent à l'association aluminopotassique (Stussi, 1989). Dans le diagramme P-Q, il se situe au voisinage du granite de référence (fig. 2).

Sur ce même échantillon a été réalisée l'extraction de zircons et 50 grains, particulièrement hétérogènes en forme et en taille (100 à 450  $\mu\text{m}$ ), ont été montés en surface polie. 18 analyses ont été réalisées sur 14 grains (ann. tabl. 6-7).

Le diagramme de Tera et Wasserburg montre que ces analyses sont généralement proches de la concordia (fig. 12) mais que les âges sont dispersés entre 300 et 800 Ma.

Deux groupes de zircons hérités apparaissent, semble-t-il, vers 535 et 660 Ma. On peut aussi effectuer la correction du Pb commun en utilisant la mesure du rapport  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  afin de contrôler ces interprétations en utilisant le diagramme Concordia conventionnel (fig. 13). Cette seconde représentation confirme les âges vers 308 et 422 Ma. L'analyse du grain 7 est discordante et intermédiaire entre ces deux âges (ann. tabl. 6-7) ; cependant, le  $^{204}\text{Pb}$  n'ayant pas été détecté pour cette analyse, il est certain que la discordance observée sur les deux représentations est uniquement due à une perte partielle de Pb\* (79 % de concordance), l'âge probable de ce grain 7 est proche de 450 Ma. Par contre, les âges hérités plus anciens sont à 535 et vers 660 et même 870 Ma.

Les zircons du granite de Guern (**FB 10972**) ont des origines multiples et ne permettent pas de dater la mise en place du granite. Seuls deux grains donnent un âge varisque, probablement vers 308 Ma. Les âges hérités sont variés, les mieux identifiés le sont à  $422 \pm 6$  Ma, à  $535 \pm 5$  Ma et vers 660 et 870 Ma.

**$\gamma_{7-4}^3$ . Granite anatectique de Saint-Tugdual, à grain fin-moyen hétérométrique, à tendance granodioritique, biotite assez fréquemment en schlierens, muscovite subordonnée.** Il forme un petit massif en rive occidentale du Blavet et est en contact soit avec le granite de Guern, soit avec le granite de Cascadec ; localement il est recoupé par un apex de granite à tendance quartzodioritique.

Ce granite affleure peu et seuls d'anciens grattages décamétriques à pluridécamétriques permettent l'observation d'occurrences telles au Nord de Saint-Tugdual près de Guerpéronno, telles au Sud de Nénec.

Ce granite à un grain fin à moyen, hétérométrique, un aspect « semoule » avec le quartz qui forme de petites mouchetures inframillimétriques translucides dans une matrice feldspathique blanche, au sein de laquelle les petites paillettes de biotite forment assez fréquemment des schlierens. Sa texture finement grenue est localement orientée du fait des schlierens biotitiques et sa paragenèse, à tendance granodioritique, comprend du quartz (35-38 %), du feldspath potassique (15-18 %), du feldspath plagioclase (40-42 %), de la biotite (5-6 %), de la muscovite (2-3 %), parfois de la sillimanite et accessoirement de l'apatite et du zircon.

Le quartz est en petites plages à extinction légèrement onduleuse, isolées ou regroupées en îlots au sein de la matrice feldspathique.

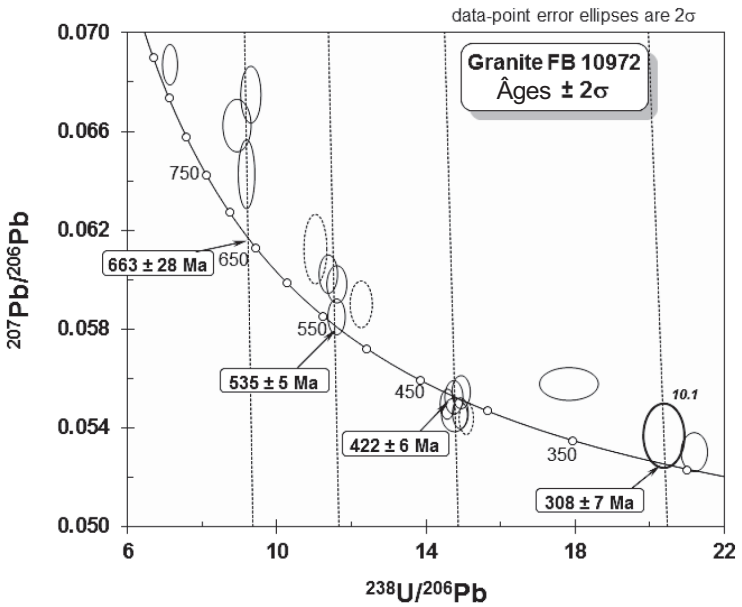


Fig. 12 - Ensemble des analyses sur zircons du granite de Guern, portées dans le diagramme de Tera et Wasserburg

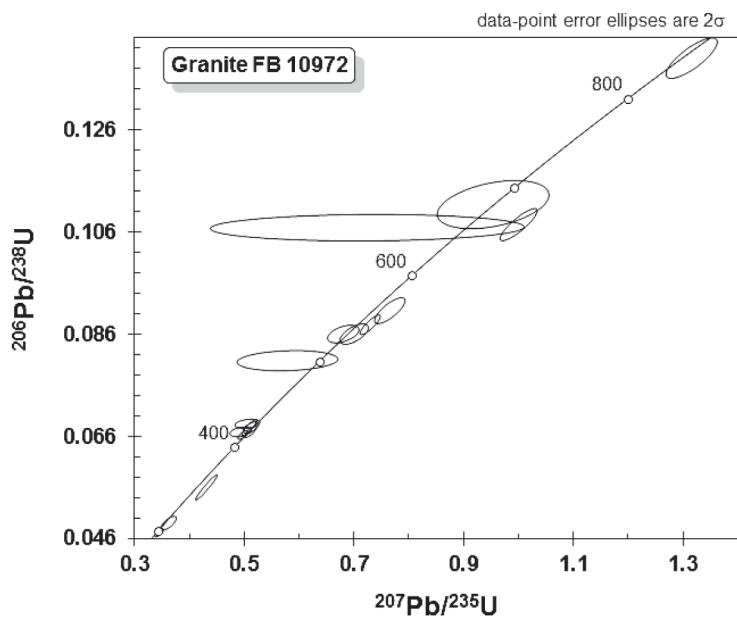


Fig. 13 - Diagramme Concordia conventionnel pour l'ensemble des analyses effectuées sur les zircons du granite de Guern (FB 10972)

Le feldspath potassique est en petites plages xénomorphes et parfois en petits porphyroblastes subautomorphes dispersés dans la matrice essentiellement plagioclasique.

Le feldspath plagioclase, de l'albite-oligoclase, est en petites et moyennes plages xénomorphes ou subautomorphes plus ou moins damouritisées.

La biotite est en petites paillettes à pléochroïsme intense brun foncé à brun très clair, qui, assez fréquemment, sont disposées en minces lits discontinus (schlieren) et sont associées à celles de muscovite.

La sillimanite, lorsque présente, est en baguettes subautomorphes et en aiguilles, regroupées en « nuages » souvent associés aux micas.

<sup>Lγ<sup>5</sup></sup>. **Granites à tendance quartzodioritique de Saint-Ily, Treblavet, Boternau, Kersager, Moulin-du-Poul et Kerbras.** Le principal massif (1 × 2 km) de ce type de granite est situé au Nord de Saint-Thuriau où il s'étend de part et d'autre du Blavet. Ce massif a été l'objet d'une intense exploitation en carrière d'une part à Boterneau, le long de la voie ferrée, et d'autre part à Kermorheven. Ce type de granite forme aussi des entités de moindre importance (2 × 1 km) tel à Saint-Ily et à Tréblavet de part et d'autre du Blavet. Ils forment enfin de petits pointements hectométriques à Kersager à l'Ouest immédiat du Blavet, au sein du granite Cascadec dans les « Landes de kerbras » où il a été l'objet d'une petite exploitation artisanale et au Moulin-du-Poul, sur la rive occidentale de la Sarre à l'Ouest de Melrand.

Ce type de granite d'une part recoupe les micaschistes et paragneiss micacés du Briovérien et d'autre part est en contact avec le granite de Guern mais les relations entre ces granites ne sont guère visibles.

Les meilleurs affleurements sont situés dans les différentes carrières précédemment citées ; ils montrent que ce granite est leucocrate, a un grain moyen, avec des plages de quartz en « têtes d'épingles » millimétriques dispersés dans une matrice essentiellement feldspathique mais néanmoins assez riche en petites paillettes de muscovite.

Sa texture est grenue sauf dans le petit massif enclavé dans le granite de Cascadec (Landes de Kerbras) où la texture est mylonitique et fortement orientée. Sa paragenèse comprend du quartz (38 %), du feldspath potassique (15-18 %), du feldspath plagioclase (38-40 %), de la biotite (1-2 %), de la muscovite (5-6 %) et accessoirement du zircon et de l'apatite.

Le quartz est en plages petites et moyennes à extinction légèrement onduleuse.

Le feldspath potassique est en petites et moyennes plages xénomorphes intimement associées à celles du feldspath plagioclase ; ce dernier, de l'albite-oligoclase, forme la majeure partie de la matrice de la roche et est en plages moyennes xénomorphes ou subautomorphes.

La biotite est en petite paillettes peu abondantes, plus ou moins chloritisées et dispersées dans la matrice.

La muscovite forme de nombreuses paillettes, moyennes à grandes, souvent légèrement déformées.

**γ<sup>5</sup>. Granite d'Inguiniel, à grain moyen, à biotite et muscovite.** Il forme au Centre-Ouest de la carte Bubry un massif assez étendu, qui est en contact sur ses flancs sud et sud-est avec le granite de Cascadec et sur son flanc nord avec le granite de Guern, au sein duquel il forme aussi quelques petits massifs d'extension kilométrique tel au Nord-Est de Bubry près de Kervalan et au Nord-Ouest de Melrand en bordure de la Sarre.

Le granite d'Inguiniel affleure assez peu mais donne d'assez nombreuses pierres volantes. Ses principales occurrences sont situées à l'Ouest immédiat du bourg de Bubry d'une part en bord de route, la D2 et la route de Saint-Armel, d'autre part dans une ancienne carrière à l'entrée sud-ouest du bourg. Une autre occurrence correspond à une ancienne carrière pluridécamétrique, située au Nord de la D142 non loin de Talvern et face à Kerpavec.

Ce granite leucocrate à un grain moyen avec des mouchetures millimétriques de quartz translucide dispersées dans une matrice feldspathique blanche qui comporte aussi de nombreuses paillettes de micas. Sa texture est grenue et sa paragenèse se compose de quartz (38 %), de feldspath potassique (22-26 %), de feldspath plagioclase (28-32 %), de biotite (2-3 %), de muscovite ((3-4 %), rarement de sillimanite et accessoirement de zircon et d'apatite.

Le quartz est en plages moyennes, regroupées en îlots holoquartzeux, et présentant une extinction onduleuse.

Le feldspath potassique est en petites et moyennes plages xénomorphes et dans une moindre mesure en petits porphyroblastes subautomorphes, parfois maclés, incluant des « bulles » de quartz.

Le feldspath plagioclase, de l'albite-oligoclase, est en plages petites et moyennes, xénomorphes, intimement associées à celles de feldspath potassique, et en porphyroblastes subautomorphes assez fortement damouritisés.

La biotite est en petites et moyennes paillettes, souvent plus ou moins chloritisées, associées à celles de muscovite ; cette dernière forme de grandes



paillettes déformées par des kinks et de très petites paillettes aciculaires disposées en gerbes au contact du feldspath potassique.

Lorsque présente, la sillimanite forme des baguettes subautomorphes, regroupées en « nuées » et associées au quartz et aux micas.

Les analyses chimiques réalisées sur ce granite dans le cadre du levé de la feuille voisine Plouay (Béchenec *et al.*, 2006) ont montré que le granite d'Inguiniel se situe au voisinage du granite de référence (diagramme P-Q) et qu'il appartient à l'association aluminopotassique.

<sup>L</sup><sub>G-5</sub>. **Leucoquartzodiorite de le Guern-Boullé à grain fin.** Ce granite a été identifié très localement au lieu-dit le Guern en bordure orientale de la D237 où il est bien visible en une unique occurrence pluridécamétrique. Vers l'Ouest, son extension est limitée par la vallée du Blavet et vers l'Est, il est bordé par une grande faille décrochante à rejeu dextre plurikilométrique.

Il se présente comme une roche leucocrate massive à grain fin, riche en petites paillettes de muscovite. Sa texture est finement grenue, avec une orientation plus ou moins marquée, soulignée par l'allongement des îlots quartzeux, des plages de feldspath et des paillettes de muscovite. Sa paragenèse comprend du quartz (40 %), du feldspath plagioclase (55 %), de la muscovite (6 %) et accessoirement de l'apatite.

Le quartz est en petites plages engrenées à extinction ondulée, assemblées en îlots quartzeux dont l'allongement détermine un plan de foliation.

Le feldspath plagioclase, de l'albite-oligoclase, est en plages moyennes et petites, xénomorphes et sub-automorphes plus ou moins allongées dans le plan de foliation et assez fortement damouritisées.

La muscovite est en petites paillettes dispersées et en paillettes moyennes souvent orientées dans le plan de foliation, parfois plus ou moins regroupées en lits et tordues par des kinks.

<sup>L</sup><sub>G-3</sub>. **Granite de Baud, leucocrate, à grain fin-moyen, à muscovite et biotite subordonnée.** Ce granite forme une bande WNW-ESE de puissance très irrégulière qui s'observe sur une quinzaine de kilomètres depuis l'Ouest de Baud jusqu'à Plumélin et de ce fait, sur la carte Bubry, son extension est très limitée (aux abords de le Bourron) alors qu'elle est maximale sur la carte voisine de Baud.

Il est limité 1) sur son flanc occidental par une faille NW-SE à décrochement dextre, 2) sur son flanc méridional par la faille transcurrente Quimper – Angers (branche nord du CSA). Sur son flanc nord, il est en contact avec le granite de

Cascadec (contact non visible) et sur la carte de Baud, il recoupe les métasédiments du Briovérien, qui peuvent, localement, y constituer des enclaves. Du fait de sa position en bordure du CSA, sur son flanc sud il est mylonitisé plus ou moins intensément et passe localement à des ultramylonites (*cf.* carte de Baud).

Sur la carte Bubry, ce granite n'offre guère d'affleurements mais donne de nombreuses pierres volantes dans les champs de part et d'autre de route menant au Bourron-Bas. Sur la carte voisine de Baud, ses affleurements les mieux exposés et les plus accessibles correspondent à d'anciennes petites carrières en bordure de la route du Moulin-de-Kerjosse au Sud immédiat du bourg de La Chapelle-Neuve.

Ce granite leucocrate présente, sur la carte Bubry, un grain fin ou fin/moyen et apparait assez massif. Sa texture est finement grenue et il montre une paragenèse à quartz (38 %), feldspath potassique (23 %), feldspath plagioclase (32 %), muscovite (6 %), biotite (1 %). Sur la carte voisine Baud, il est généralement moins riche en micas mais la proportion de muscovite demeure toujours nettement supérieure à celle de biotite.

Le quartz est en petites plages regroupées en îlots holoquartzeux et sont souvent étirées en protorubans qui soulignent la foliation mylonitique.

Le feldspath potassique est en très petites et petites plages xénomorphes, intimement associées à celles de plagioclase ; ce dernier, de l'albite-oligoclase est en petites, moyennes et parfois grandes plages xénomorphes et plus rarement sub-automorphes.

La muscovite est en petites paillettes orientées et plus ou moins regroupées en lits qui soulignent aussi la foliation ; de petites paillettes de biotite, plus ou moins chloritisées, lui sont associées.

Une analyse chimique (annexe tabl. 1) réalisée sur un échantillon prélevé sur la feuille voisine de Baud (FB 11327) témoigne d'une composition acide ( $\text{SiO}_2 = 70\%$ ), très potassique ( $\text{K}_2\text{O} = 4,77\%$ ) et peralumineuse ( $\text{A/CNK} = 1,16$ ) et il se classe dans le voisinage du granite de référence dans le diagramme P-Q (fig. 2).

**$\gamma_{L}^{3-4}$ . Granite de Locmaria, à biotite et muscovite.** Ce granite forme, aux alentours du bourg de Locmaria, un petit massif de  $1 \times 3$  km, enclavé au sein du granite de Cascadec ; cependant, ses relations avec ce dernier ne sont guère visibles.

Les principaux affleurements de ce granite sont situés d'une part en bordure de la D156 à l'Est de Locmaria et d'autre part au Sud de ce même hameau en fond d'un chemin qui mène à la D3.

Ce granite a un grain assez homogène, moyen à moyen-fin, et il présente, de plus, de petits porphyroblastes subautomorphes de feldspath ( $3 \times 6$  mm à  $4 \times 8$  mm) isolés dans une matrice quartzofeldspathique ; enfin, cette dernière comporte aussi des micas assez abondants.

La texture du granite est grenue et sa paragenèse comprend du quartz (38 %), du feldspath potassique (25 %), du feldspath plagioclase (30 %), de la biotite (4-5 %), de la muscovite (3-4 %) et accessoirement de l'apatite et du zircon.

Le quartz est en petites et moyennes plages à extinction onduleuse, regroupées en îlots holoquartzeux.

Le feldspath potassique et le feldspath plagioclase, de l'albite-oligoclase, sont en petites et moyennes plages xénomorphes, intimement associées et parfois en porphyroblastes subautomorphes.

La biotite est en petites et moyennes paillettes isolées ou regroupées en amas et éventuellement plus ou moins chloritisées.

La muscovite est en petites et moyennes paillettes et parfois en grandes paillettes (tardives ?) souvent kinkés.

#### **$\gamma^4$ . Granodiorite de Kerestienne, à grain fin-moyen, riche en biotite.**

À l'extrémité sud-est du granite de Léhart, en bordure occidentale du Blavet, près de Kerestienne, affleure un petit massif de granite très sombre présentant de rares petits phénocristaux subautomorphes ( $3 \times 6$  mm) de feldspath et nettement orienté car limité sur son flanc sud par le CSA. La paragenèse de cette roche comprend du quartz (38 %), du feldspath potassique (12 %), du feldspath plagioclase (43 %), de la biotite (6 %), de la muscovite et accessoirement de l'apatite.

#### **$\gamma^{3-4}$ . Granite de Léhart à grain fin et tendance granodioritique.**

Ce granite forme un massif d'allongement E-W qui se suit depuis le Blavet jusqu'au Sud de Quistinic où il se termine. Il est limité sur son flanc sud par la faille transcurrente Quimper – Angers (branche nord du Cisaillement sud-armoricain) et sur son flanc nord par le granite de Cascadec.

Ce granite donne de nombreuses pierres volantes mais affleure peu, si ce n'est dans d'anciens grattages tel à l'Ouest et à l'Est de Léhart, respectivement le long de la route de Kervily et en bordure orientale de la D3, ou à flanc de coteaux au Nord du Moulin-de-Prat-Meur.

Il se présente comme un granite à grain fin, massif, à micas relativement peu abondants, et montre une orientation bien marquée notamment sur son flanc sud où il est affecté par une foliation mylonitique subverticale orientée W-E et portant localement une linéation d'étirement peu pentée, 10°, vers l'Est.

Ce granite a une texture grenue orientée ou mylonitique et la foliation est soulignée par l'orientation des paillettes de micas et parfois par l'allongement des plages de quartz lesquelles forment éventuellement des prorubans. La paragenèse comprend du quartz (38-40 %), du feldspath potassique (12-15 %), du feldspath plagioclase (40-42 %), de la biotite (2-3 %) de la muscovite (1-2 %) et accessoirement du zircon.

Le quartz se présente en petites plages à extinction onduleuse, regroupées en filots holoquartzeux allongés suivant le plan de foliation et parfois en prorubans soulignant la mylonitisation.

Le feldspath potassique est en petites plages xénomorphes intimement associées à celles du feldspath plagioclase ; ce dernier, de l'albite-oligoclase est très abondant et se présente en petites et moyennes plages xénomorphes et plus rarement sub-automorphes, souvent plus ou moins damouritisées.

La biotite et la muscovite sont en petites paillettes orientées, regroupées en lits micacés discontinus.

$\gamma^{3A1}$ . **Granite de Cascadec, à grain grossier à tendance porphyroïde, à biotite et muscovite.** Il forme un vaste massif d'allongement E-W qui se suit depuis le Nord-Est de la carte 1/50 000 Rosporden (Béchenec *et al.*, 2001) en passant par le centre de la carte adjacente Plouay (Béchenec *et al.*, 2006) et se termine sur la carte Bubry sur la rive orientale du Blavet au Nord immédiat de la ville de Baud.

Sur son flanc méridional, il est limité par la grande faille transcurrente Quimper – Angers (branche nord du CSA). À sa terminaison orientale, il recoupe les micaschistes briovériens et sur son flanc nord, il est en contact avec différents massifs granitiques, granite d'Inguiniel, granite de Guern et granite fin anatectique. Enfin, il encaisse la granodiorite de Kerestienne, le granite à biotite de Locmaria, le granite de Léhart et le granite leucocrate quartzdioritique de Kerbras. Les relations avec ces différents granites ne sont pas clairement établies du fait de la qualité médiocre des affleurements dans les zones de contact.

Le granite de Cascadec est bien exposé en de nombreuses occurrences, notamment en bord de route ; ainsi, d'Ouest en Est du massif, est-il observable (1) près de Saint-Névec, (2) aux environs du Moulin-de-Chauzel, (3) près de Kerbrouet, (4) près de l'écluse Saint-Adrien le long de la D327. Il est exposé aussi dans des carrières, en exploitation ou non, notamment dans la région de

Bonalo ; enfin il donne de nombreuses pierres volantes dans les champs et les bois.

Ce granite à grain grossier, isotrope, présente des îlots plurimillimétriques de quartz translucides emballés dans une matrice blanche feldspathique où s'observe de plus, de fréquents porphyroblastes, généralement infra-centimétriques, de feldspath ; enfin les micas, biotite et muscovite, en grandes paillettes, sont bien abondants.

Sur son flanc méridional, ce granite est fortement marqué par la tectonique associée au fonctionnement de la branche nord du CSA. Il passe ainsi localement, en limite occidentale de la feuille, à des ultramylonites ; plus généralement, il est affecté par des structures S/C/L caractéristiques d'une déformation cisailante, qui y induit alors un débit en dalles. Les plans « S » et « C », subverticaux, sont respectivement orientés au 80-90° et au 100-110° ; parfois ces derniers portent une fine linéation d'étirement qui pend de 5 à 8° vers l'Est. Enfin la largeur de la zone affectée par la mylonitisation est variable et semble plus large vers l'Est du massif.

La texture de ce granite est grenue (en partie mylonitique) et sa paragenèse comprend du quartz (38 %), du feldspath potassique (28-32 %), du feldspath plagioclase (26-30 %), de la biotite (2-3 %), de la muscovite (2-4 %) et accessoirement du zircon et de l'apatite.

Le quartz est en moyennes et grandes plages à extinction plus ou moins onduleuse, regroupées en îlots holoquartzueux ; cependant, au Sud du massif, là où le granite est affecté par le CSA, le quartz forme des protorubans étirés dans le plan de mylonitisation.

Le feldspath potassique, du microcline ou de l'orthose perthitique, est fréquemment en grands porphyroblastes qui encaissent de petites plages subautomorphes de plagioclase et des « bulles » de quartz ; cependant en différents endroits du massif où le grain est moins grossier, ils forment aussi des plages petites, moyennes et grandes, xénomorphes ou subautomorphes.

Le feldspath plagioclase, de l'albite-oligoclase, est généralement en plages moyennes, plus ou moins damouritisées, xénomorphes ou subautomorphes et plus rarement en porphyroblastes automorphes.

La biotite est en petites et moyennes paillettes, fortement pléochroïques, souvent associées à celles de muscovite et orientées et déformées dans les faciès mylonitisés.

La muscovite est en moyennes et grandes paillettes et en gerbes aciculaires à l'interface de certaines plages de feldspath potassique avec le quartz.

L'analyse chimique d'un échantillon (FB 10290) (47 55 106-3 10 239) (annexe tabl. 1) prélevé sur la carte Bubry et les analyses de trois échantillons réalisées lors du levé de la carte voisine Plouay (Béchenec *et al.*, 2006), montrent qu'ils ont une teneur assez constante en silice (71,5 à 74,1 %) qu'ils sont fortement peralumineux ( $A/CNK = 1,35$ ) et riches en potassium (4,2 à 5,62 %). Ils se regroupent autour du granite de référence dans le diagramme P/Q (fig. 2) Ces traits suggèrent une attribution à l'association aluminopotassique (La Roche (de) *et al.*, 1980) qui confirme les travaux antérieurs (Béchenec *et al.*, 2001).

Ce granite montre les signatures géochimiques communes des leucogranites de l'association aluminopotassique (Stussi, 1989) : teneurs fortes en Rb (277 ppm), Li (116 ppm), et U (12 ppm) et faibles en Sr (32 ppm). Leurs faibles teneurs en Zr (56 ppm) suggèrent une faible solubilité du zircon attribuable au caractère peralumineux et/ou à une température modérée à faible du magma (Watson et Harrison, 1983). Leurs teneurs en Terres Rares légères La (10 ppm) et Th (5,5 ppm) sont faibles et suggèrent une solubilité limitée de la monazite cohérente avec une température plutôt basse (Montel, 1986).

La typologie des zircons (Pupin, 1980) réalisée sur ce même échantillon (FB 10290) montre que dans ce granite, les zircons sont peu nombreux ; les grains les plus gros sont jaune fumé et souvent opaques et les plus petits sont incolores et limpides. Les grains indexés (20 sur 57 extraits) sont tous situés dans le domaine de l'anatexie crustale sialique (fig. 14).

Quinze analyses sur 15 zircons différents, ont été réalisées à la microsonde ionique (Shrimp de l'Université de Canberra). Deux de ces analyses apparaissent concordantes et définissent un âge à  $311 \pm 5$  Ma qui est très probablement l'âge de mise en place du granite (fig. 15). Les autres analyses donnent des indications sur l'origine très variée de la source crustale de ce granite et des âges hérités sont ainsi relevés à 390, 530, 565, 620, 695 Ma (ann. tabl. 8-9) et même à  $2\,773 \pm 34$  Ma (fig. 16).

## **Unités métamorphiques et plutoniques du Domaine varisque ligéro-séna (méridional)**

### **La Formation d'Elliant**

La Formation d'Elliant occupe l'angle sud-ouest de la carte où elle forme une mince lanière qui moule le métagranite de Saint-Thurien, lanière qui tend à s'élargir vers l'Est, notamment au-delà de la terminaison « périantyclinale » de ce dernier. Sur son flanc sud, elle est recoupée d'une part par l'orthogneiss de Lanvaux et d'autre part par des leucogranites plus ou moins anatectiques, granite d'Ergué-Languidic et granite de la Forest. Sur son flanc nord, elle est limitée par

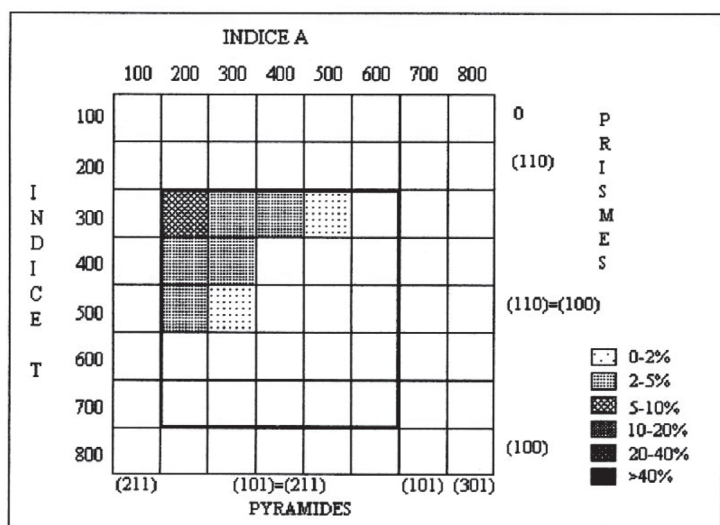


Fig. 14 - Diagramme de répartition typologique des zircons indexés du granite de Cascadec (FB 10290)

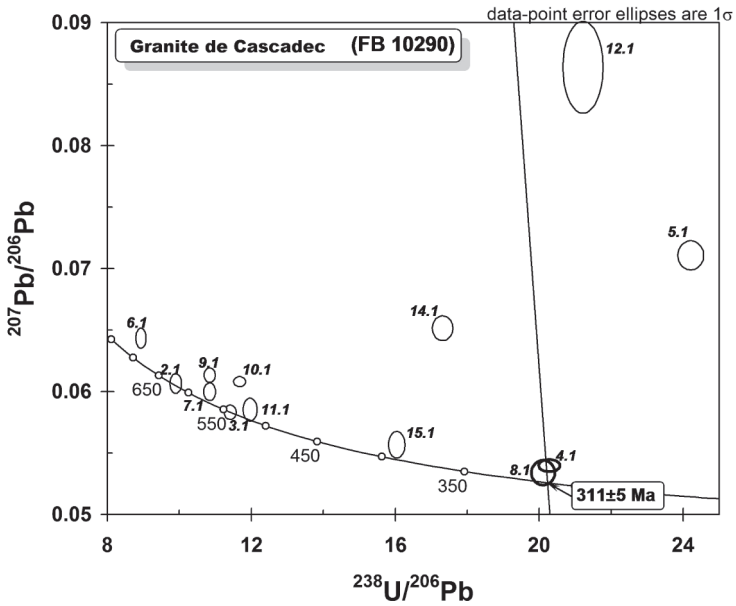


Fig. 15 - Diagramme de Tera et Wasserburg (non corrigé du Pb commun) pour l'ensemble des analyses sur les zircons paléozoïques du granite de Cascadec (FB 10290)



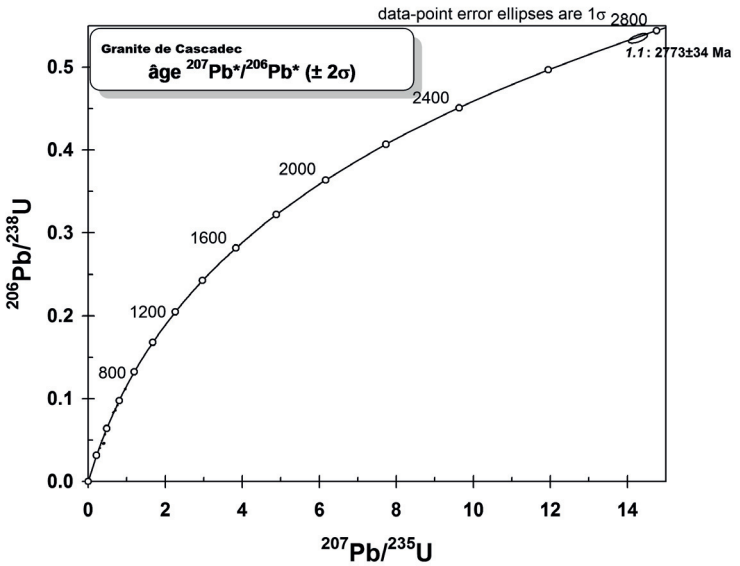


Fig. 16 - Diagramme concordia conventionnel (corrigé du Pb commun par la méthode du  $^{204}\text{Pb}$ ) pour les zircons du granite de Cascadec (FB 10290)

la branche nord du Cisaillement sud-armoricain, localement soulignée par des ultramylonites.

Dans la moitié occidentale de son aire d'extension, la Formation d'Elliant se réduit à une étroite bande de part et d'autre du métagranite de Saint-Thurien ; cependant, très localement, au Nord du massif granitique et du hameau de Locunolé, cette série affleure assez largement en fond du chemin de Fetan Guéen et son contact, en accordance totale avec le granite orienté de Saint-Thurien, y est bien visible ; ce contact en accordance est bien visible aussi le long de la D177 à l'Est de Saint-Quion sur le flanc méridional du métagranite.

Deux séries ont été cartographiquement différenciées au sein de la Formation d'Elliant ; la première est essentiellement constituée de micaschistes gris sombre et affleure uniquement dans la moitié orientale de la formation ; la seconde constituée de micaschistes et de paragneiss micacés gris clair argenté est la seule présente dans la moitié occidentale et enveloppe la précédente dans la moitié orientale. Ces deux séries se prolongent ensuite vers l'Est sur la carte adjacente de Baud.

**ξ-ζE. Micaschistes et gneiss fins micacés gris-beige argenté.** Dans sa moitié occidentale, la Formation d'Elliant, de part et d'autre du métagranite de Saint-Thurien, est essentiellement constituée de micaschistes gris-beige argenté et de paragneiss micacés à grain fin et accessoirement de rares passées de métaquartzite. Cette série affleure assez peu :

- en bordure orientale de la D23, au niveau du moulin de Botconan ;
- en affleurements rasants en fond de chemin au Nord du hameau de Locunolé ;
- en affleurements ponctuels sur la rive sud du Blavet au Nord du Château-la-Vigne ;
- de part et d'autre du Blavet, d'une part le long de la voie ferrée près de le Garff et d'autre part à flanc de coteau sur la rive sud.

Néanmoins les pierres volantes, parfois nombreuses, tel près du Château-la-Vigne, permettent de cerner son extension.

Les micaschistes sont affectés par une foliation principale (S1) orientée 90-110 et généralement sub-verticale. Une fine linéation de crénulation est généralement portée par les plans (S1) et pend de 10 à 20° vers l'Est.

Les micaschistes gris-beige argenté ont un débit en plaquettes régulières et montre une texture lépido-granoblastique avec une ségrégation minérale qui souligne la foliation principale (S1) : de minces lits à dominante quartzeuse alternent avec des lits à dominante micacée. Cette foliation (S1) est localement déformée par de petits plis en chevrons auxquels est associée une schistosité (S2) de crénulation. La paragenèse de ces micaschistes comprend du quartz

(45 %), de la muscovite (35 %), de la biotite (20 %), de la chlorite et accessoirement de la tourmaline, du zircon. Enfin localement (près de Kerlivio), la paragenèse comprend aussi de l'andalousite et de la sillimanite.

Le quartz est généralement en petites plages xénomorphes, à extinction plus ou moins onduleuse, soit isolées dans une matrice micacée, soit regroupées en minces lits discontinus qui soulignent la foliation (S1).

La muscovite et la biotite sont en petites paillettes orientées suivant la foliation (S1) et souvent déformées par de petits plis en chevron auxquels est associée la schistosité de crénulation (S2). Cependant, certaines paillettes de muscovite sont déformées aussi par de petits plis intrafoliaux dont seules les charnières sont parfois visibles et qui témoignent d'une foliation précoce (S0-1). Enfin, la biotite associée à la foliation (S1) est assez fréquemment ± rétromorphosée en chlorite. La sillimanite n'est pas fréquente ; cependant elle peut être relativement abondante (2 %) dans certains faciès plus ou moins migmatitiques au contact du granite d'Ergué, tel à Kerlivio, où elle forme des faisceaux de fribrolite, allongés suivant (S1).

**ξE. Micaschistes sombres, gris-acier et gneiss fins micacés subordonnés ; métaquartzites et micaschistes graphiteux (1), micaschistes gris-noir à chiastolite abondante (2).** Cette série, sur la carte Bubry, est limitée à la moitié orientale de la Formation d'Elliant et contrairement à la précédente, elle affleure assez largement :

- sur la berge méridionale du Blavet, d'une part entre l'écluse de Ménazen et Kerhern-la-Forest et d'autre part à l'Est de Pont-Augan ;
- en bordure de route de la Chapelle-Sainte-Barbe.

Les micaschistes de cette série contrastent fortement avec ceux de la série précédente, du fait de leur teinte sombre, gris-acier ou à éclat métallique. Ils se débitent facilement en feuillets ou plaquettes étant affectés par une foliation principale (S1), très pénétrative et orientée au 90-110, généralement sub-verticale. Une fine linéation de crénulation est fréquemment portée par les plans (S1) et pend de 10 à 20° vers l'Est. La foliation (S1) a cependant une orientation différente au Sud de Pont-Augan où elle est orientée au 70-80.

Près de la chapelle Sainte-Barbe, la série devient localement plus quartzeuse ; en effet, dans cette zone, affleurent des micaschistes quartzeux gris sombre et des métaquartzites auxquels sont associés des niveaux graphiteux (1). De même sur la rive nord du Blavet près de Tréblavet affleure un niveau plurimétrique de métaquartzites gris clair, massifs bien que finement lités. Enfin, au Sud du Blavet, au sein des micaschistes gris sombre à éclat métallique, s'individualise localement une bande décamétrique presque noire, très riche en minéraux noirs, plurimillimétriques à centimétriques de chiastolite (2).

Les micaschistes sombres gris acier à éclat métallique ont généralement une texture grano-lépidoporphyroblastique avec une foliation principale (S1) soulignée par l'orientation des paillettes de micas et leur ségrégation en minces lits qui alternent avec les lits à dominante quartzreuse. Ces micaschistes sont surtout caractérisés par la présence de fréquents porphyroblastes d'andalousite (2 à 8 %). Ces porphyroblastes, sub-automorphes, incluent de nombreux opaques dont l'orientation soulignent une foliation relique déformée par de petits plis en chevron ; ceci témoigne de leur croissance tardi à post-tectonique. De plus, un niveau particulier de micaschistes, à la teinte particulièrement sombre, qui se suit sur plusieurs kilomètres sur la rive sud du Blavet, tant sur la carte Bubry sur que sur celle de Baud au Sud de Pont-Augan, se caractérise par une richesse exceptionnelle en andalousite (20 à 45 %) et souvent en remarquables cristaux de chistolite de dimension centimétrique (fig. 17, hors texte). Les micaschistes présentent aussi assez fréquemment, une seconde génération de biotite, tardive, en petits porphyroblastes, peu ou pas orientés. Enfin, la stautotide est peu répandue ; associée à l'andalousite, elle est en petits granules ou en petits porphyroblastes à léger pléochroïsme jaune.

Les micaschistes fins, gris sombre, associés aux micaschistes quartzeux (quartz > 50 %) et métaquartzites (quartz > 80 %), de la Chapelle-Sainte-Barbe, ont une paragenèse comprenant outre du quartz (15-25 %) et de la muscovite (45-70 %), de minces lits d'opaques en filaments flexueux (15 à 30 %) qui, très probablement, correspondent à du graphite.

$\lambda\zeta\gamma^{3-4}$ - $\zeta\gamma^{3-4}$ . **Orthogneiss de Lanvaux, faciès leptynitique à biotite, faciès œillé à biotite > muscovite.** Seule la terminaison occidentale l'orthogneiss de Lanvaux est présente sur la carte Bubry alors qu'il s'étend largement sur la feuille voisine de Baud où il forme un puissant massif, d'allongement NW-SE, qui se poursuit aussi au-delà vers l'Est, jusque la région de Redon. Cet orthogneiss recoupe les métasédiments de la Formation d'Elliant et est lui-même recoupé par le granite d'Ergué-Languidic au sein duquel il forme localement des enclaves, tel près de Kerlivio dans l'angle sud-ouest de la feuille.

Sur la carte Bubry, les affleurements de l'orthogneiss de Lanvaux sont rares et de mauvaise qualité, tel en bord de route à Bot-er-Garff ; cependant, les pierres volantes, souvent décimétriques et plus, sont assez fréquentes dans les champs.

Cet orthogneiss riche en biotite, présente soit un aspect leptynitique, avec une matrice à grain moyen-fin qui emballe des porphyroclastes plurimillimétriques de feldspath, inégalement répartis, soit un aspect œillé avec des porphyroclastes sub-centimétriques de feldspath, allongés et souvent étirés dans le plan de foliation. En effet, cette roche bien foliée, avec un débit en dalles régulières, montre aussi, fréquemment, une linéation d'étirement bien marquée.

Le faciès leptynitique de l'orthogneiss de Lanvaux a une texture grano-phroclastique et sa paragenèse comprend du quartz (38 à 40 %), du feldspath plagioclase (50 à 55 %), du feldspath potassique (6 à 8 %), de la biotite (5 à 8 %), parfois un peu de muscovite (< 2 %) et accessoirement du zircon et de l'apatite.

Le faciès œillé est nettement plus riche en feldspath potassique (23 %) mais le feldspath plagioclase demeure nettement prépondérant (32 %).

Le quartz est en petites et moyennes plages à extinction onduleuse, isolées ou regroupées en îlots holoquartzeux allongés dans le plan de la foliation principale (S1).

Le feldspath plagioclase, de l'albite-oligoclase, constitue la majeure partie de la matrice de la roche où elle forme de petites et moyennes plages xénomorphes ; cependant de grandes plages plurimillimétriques, xénomorphes ou sub-automorphes, sont aussi assez fréquentes.

Le feldspath potassique, est en petite plages xénomorphes intimement associées à celles du plagioclase et parfois en porphyroclastes sub-automorphes plurimillimétriques à centimétriques.

La biotite est en petites et moyennes paillettes, au pléochroïsme fort, beige-brun sombre, orientées et regroupées en amas ou en lits discontinus qui soulignent la foliation principale (S1). Lorsque présente, la muscovite est associée à la biotite.

**MYT<sup>3</sup>. Métagranite de Saint-Thurien, faciès leptynitique ou œillé à biotite > muscovite.** Il forme une étroite bande de 0,8 à 2 km de large, d'allongement WNW-ESE, qui débute à l'Est d'Ergué-Gabéric (bordure orientale de la carte Quimper, Béchenec *et al.*, 1999), traverse ensuite les cartes Rosporden (Béchenec *et al.*, 2001) et Plouay (Béchenec *et al.*, 2006) et s'achève en une terminaison périclinale dans l'angle sud-ouest de la carte Bubry. Cette bande de métagranite est généralement bien soulignée dans la topographie et sur cette carte, elle constitue notamment les hauteurs de Coët-Roc'h.

Ce granite recoupe les métasédiments de la Formation d'Elliant ; en effet ces derniers constituent une étroite lanière qui moule les flancs sud et nord du massif alors que plus vers l'Est, au-delà de la terminaison péri-anticlinale, ils s'étalent plus largement. Enfin, localement, au Nord du Moulin-de-Sébrevet, ces métasédiments forment une enclave plurihectométrique au sein du métagranite.

Le métagranite de Saint-Thurien, en dépit de la topographie accentuée, affleure relativement peu et ses principaux affleurements sont tous situés sur le flanc sud du massif, non loin de sa terminaison orientale, au Sud de Poul-Fétan,

notamment en bordure de la D327 ; en effet, en ce lieu, le métagranite affleure en surface structurale et localement, on note une parfaite accordance entre ce dernier et les paragneiss micacés encaissants de la Formation d'Elliant. Des affleurements de moindre importance s'observent aussi par ailleurs, notamment en bordure de route au Nord immédiat de Saint-Quion et le long de la D23, au Nord du Moulin-de-Sébrevet et au Sud de Ty-Planche.

Ce métagranite leucocrate a un grain fin-moyen et il est généralement fortement orienté et étiré ; de ce fait, il se présente soit, très généralement, comme une leptynite assez micacée, soit, plus rarement, comme un orthogneiss à yeux feldspathiques infra-centimétriques. Il est en effet affecté par une foliation mylonitique avec association de structures S/C/L qui lui donne un débit en dalles régulières ou en plaquettes. La foliation (S1), axée au 80-90, pend de 45-50° vers le Sud sur le flanc méridional du massif et elle est généralement subparallèle aux plans « C » qui portent une forte linéation d'étirement qui pend de 15 à 20° vers l'Est.

Le métagranite de Saint-Thurien présente une texture grenue mylonitique souligné notamment par des quartz en rubans qui moulent les porphyroclastes ou les plages xénomorphes de feldspath voir de petits « yeux » quartzofeldspathiques et de lits de micas formant un liseré qui moule les « yeux ». Cependant, suivant les échantillons, on observe aussi une importante recristallisation post ou tardi-déformation avec d'une part les plages de quartz très déformées, recristallisées en mortier et en ce cas, seule la disposition en « lits quartzeux » de ces petites plages témoigne de l'ancienne déformation mylonitique et d'autre part, des paillettes de muscovite, bien orientées et regroupées en lits micacés.

La paragenèse de ce métagranite comprend du quartz (38-40 %), du feldspath potassique (22-25 %) du feldspath plagioclase (30-34 %) de la muscovite (4-8 %) de la biotite (0-2 %) et accessoirement du zircon et de l'apatite. Il semble donc que, contrairement aux observations réalisées plus à l'Ouest sur les cartes voisines, ce métagranite présente ici un faciès nettement plus riche en feldspath plagioclase.

Le quartz est soit en rubans à extinction très fortement onduleuse, qui soulignent la foliation mylonitique et moulent des yeux feldspathiques ou quartzofeldspathiques, soit en petites plages recristallisées en mortier.

Le feldspath potassique est soit en plages xénomorphes, petites et moyennes, associées à celles de plagioclase dans les « yeux » moulés par les rubans de quartz, soit, parfois, en porphyroclastes sub-automorphes ou xénomorphes. Le feldspath plagioclase est soit en petites plages xénomorphes plus ou moins damouritisées soit, plus rarement, en porphyroclastes subautomorphes.

La muscovite forme parfois un mince liseré composé d'une « poussière » de cristaux et associé à la foliation mylonitique ; cependant elle forme aussi, notamment dans les roches ayant bénéficié d'une recristallisation tardive-déformation, des paillettes bien individualisées, orientées suivant la foliation principale ou suivant une (S2) de crénulation peu accentuée ; enfin, la muscovite forme aussi de grandes paillettes tardives disposées en travers de toutes les structures et déformées uniquement par de rares kinks.

La biotite, lorsque présente, est en petites paillettes orientées suivant la foliation principale (S1).

Sur la carte voisine Plouay, ce métagranite a été l'objet d'analyses chimiques qui ont montré qu'il a des caractères proches de ceux du granite de référence et qu'il appartient à l'association aluminopotassique. Enfin, une datation U-Pb par dissolution effectuée sur zircon issu de ce métagranite, et réalisée dans le cadre du levé de la feuille Rosporden a permis de le dater à  $316 \pm 5/-3$  Ma (Béchenec *et al.*, 2001).

#### <sup>3Al</sup>Y<sup>EL</sup>. Granite d'Ergué-Languidic, à grain hétérométrique fin-moyen.

Ce granite occupe uniquement l'angle sud-ouest de la carte Bubry mais il s'étend plus largement tant vers l'Ouest que vers l'Est, respectivement sur les cartes voisines de Plouay et de Baud. Sur son flanc nord, il recoupe les métasédiments de la Formation d'Elliant qui, à son contact, sont plus ou moins migmatitisés et lui-même prend alors un aspect franchement anatectique.

Dans cette région, le granite d'Ergué-Languidic affleure peu, mais on l'observe néanmoins en de petites occurrences discontinues tout au long de la D102 ; il affleure aussi en bordure du GR38 sur la rive sud du ruisseau du Moulin de l'Angle et localement, dans d'anciens grattages décimétriques près de Kergoanic. Enfin, il donne fréquemment de nombreuses pierres volantes dans les champs.

Le granite d'Ergué-Languidic est un granite leucocrate à grain fin à moyen, souvent hétérométrique ; de plus, assez fréquemment, il comporte aussi de minces schlierens micacés dont l'importance croît près du contact avec les métasédiments de la Formation d'Elliant.

Ce granite a une texture grenue et sa paragenèse comprend du quartz (38-40 %) du feldspath plagioclase (26-30 %) et du feldspath potassique (26-30 %), de la biotite (1-2 %) et de la muscovite (2-4 %), et accessoirement de la sillimanite, du zircon et de l'apatite.

Le quartz est en petite plages à extinction légèrement onduleuse, isolées dans la matrice feldspathique ou regroupées en minces lits discontinus à dominante

quartzeuse ; parfois on note la présence d'aiguilles de type « mullite » en périphérie de certaines plages.

Le feldspath potassique est en petites plages xénomorphes associées à celles de feldspath plagioclase, de l'albite-oligoclase, lesquelles sont assez fréquemment en petites lattes plus ou moins damouritisées.

La biotite est en petites paillettes, en voie de chloritisation, parfois regroupées en minces lits très discontinus (schlierens) témoins d'une foliation relique. De plus, parfois, des baguettes de sillimanite sont présentes aussi dans ces « schlierens » biotitiques.

La muscovite est en petites paillettes associées ou non, à celles de biotite.

Les analyses chimiques réalisées sur des échantillons de ce granite sur la feuille adjacente Plouay (Béchenec *et al.*, 2006), ont montré que ce granite a les caractéristiques du granite de référence et appartient à l'association aluminopotassique.

**γ<sup>3</sup>. Granite de la Forest, à grain moyen-fin, à muscovite > biotite.** Ce granite forme un massif de diamètre kilométrique, parfaitement circonscrit au sein du granite d'Ergué-Languidic, qui occupe la colline du « Bois de la Forest » ; il forme aussi un petit pointement décamétrique en bordure du chemin de halage sur la rive sud du Blavet à la Vieille Forest.

Le granite de la Forest affleure peu mais donne de nombreux blocs décimétriques et pluridécimétriques au toit de la colline du Bois de la Forest. C'est un granite leucocrate à grain moyen-fin, homogène, relativement riche en petites paillettes de muscovite et de biotite.

Il présente une texture grenue et sa paragenèse comprend du quartz (38 %), du feldspath potassique (32 %), du feldspath plagioclase (23 %), de la muscovite (4-5 %) et de la biotite (2 %) et accessoirement du zircon.

Le quartz est en plages petites et moyennes, isolées ou regroupées en îlots quartzeux et présentant une extinction franche.

Le feldspath potassique est souvent en petits porphyroblastes subautomorphes et en plages moyennes xénomorphes.

Le feldspath plagioclase, de l'albite-oligoclase, est parfois en petits porphyroblastes subautomorphes mais plus fréquemment en petites et moyennes plages xénomorphes damouritisées.



La muscovite est très présente en de nombreuses paillettes de taille moyenne alors que la biotite est en petites paillettes très brunes.

**Umy. Ultramytonites et mylonites du Cisaillement sud-armoricain (CSA).** Sur la carte Bubry, la branche nord du Cisaillement sud-armoricain, orientée WNW-ESE, passe dans l'angle sud-ouest de la feuille et sépare le domaine varisque ligéro-sénaise au Sud du Domaine varisque de Bretagne centrale au Nord. Localement, cet accident majeur transcurrent, qui se suit d'Angers à la pointe du Raz, est souligné par une bande discontinue d'ultramytonites. Ces dernières sont bien exprimées en limite ouest de la feuille au niveau du Bois-de-Rochelin, puis la puissance de cette bande se réduit très fortement vers l'Est mais reprend un peu d'ampleur sur la rive occidentale du Blavet près de Kerestienne. De part et d'autre de cet accident, les ensembles contigus, micaschistes de la Formation d'Elliant et granite de Cascadec portent aussi les marques d'une forte déformation cisailante même si elle ne se traduit pas par des ultramytonites (sauf localement dans le granite de Cascadec au niveau des Landes de Kerbras où on observe une mince bande annexe d'ultramytonites, parallèle au CSA).

Ces ultramytonites sont bien exposées en bordure de route près du Moulin-de-Botconan et à l'Ouest de Bois-Lorient où, de plus, on observe leur passage progressif au granite mylonitique.

Les ultramytonites se présentent comme une roche gris-blanc, aphanitique régulièrement et finement feuilletée ; localement le plan de ce feuilletage subvertical est axé au 80 et il porte une linéation d'étirement qui pend de 5° au 80.

## Roches filoniennes

$\overline{\Gamma}^{3Al}$ . **Granite grossier à tendance porphyroïde à biotite et muscovite.** Les micaschistes du Briovérien sont recoupés aussi par des filons de granite grossier à biotite et muscovite qui se rattachent très nettement, de par leur situation géographique et leur composition pétrographique, au massif du granite de Cascadec. Les principaux de ces filons sont cartographiés au Nord de Baud près de Kermaconan et de Kermorvan.

$\overline{\Gamma}^5$ . **Leucogranite fin à tendance leucoquartzodioritique.** Sur la rive sud de l'Evel, près de Keralbaud, affleure un leucogranite à grain fin qui forme un filon de 8 à 10 m de puissance subparallèle à la foliation des micaschistes briovériens encaissants. Il est constitué de quartz (35 %), de feldspath plagioclase (60 %), de muscovite (4 %) et de biotite (1 %) en petite paillettes orientées (4 %) ; cette composition minéralogique traduit sa tendance quartzodioritique.

η<sup>5</sup>. **Granite à grain fin-moyen, hétérométrique, à biotite.** Sur la rive orientale du Blavet, près de Kerdréhouarn, les micaschistes briovériens sont recoupés par filon de puissance décamétrique, à grain assez hétérométrique, fin à moyen, caractérisé par sa richesse relative en biotite.

δ. **Dolérite.** Au Nord-Est de la feuille, près de Pont-Quénét, la présence d'un filon de dolérite est révélée par la présence de boules pluridécimétriques assez fréquentes et de volantes pluricentimétriques à décimétriques d'une roche à grain fin-moyen, très dure, à patine fauve à l'altération et noire sur cassure fraîche. L'étude en lame mince montre que cette roche a une texture de type doléritique avec de nombreuses lattes subautomorphes d'andésine (55 %) qui forment une trame dans laquelle s'intègrent des plages xénomorphes de hornblende verte (30 %), des opaques (10 %) subautomorphes (losangiques), des paillettes très brunes de biotite (5 %), et des reliques d'olivine et de pyroxène incluses dans les plages d'amphibole.

η<sup>9</sup>. **Diorite quartzique.** À l'Ouest immédiat de Pontivy, au lieu-dit le Resto, les volantes pluricentimétriques à décimétriques présentes dans les champs, permettent d'identifier un filon de diorite quartzique. Celle-ci se présente comme une roche vert sombre, massive, très dure, à grain moyen ; sa paragenèse comprend du quartz (5-8 %) en petites plages xénomorphes isolées ou regroupées en îlots, du feldspath plagioclase (40 %) recristallisé en petites plages en mortier et dont les macles polysynthétiques sont rarement visibles, de la hornblende verte (45 %) en grandes lattes non orientées, de petites baguettes incolores de tremolite, de la biotite beige-brune (2 %), de la chlorite en petites paillettes peu colorées et d'opaques (7 %) de forme squelettique.

P. **Pegmatites.** Les principaux filons de pegmatite affleurent sur les rives du Blavet près de Saint-Nicolas-des-Eaux, subparallèles au plan de foliation des micaschistes encaissants, leurs puissances sont de l'ordre de 8 à 10 m. Ces pegmatites sont essentiellement formées de quartz, de feldspath et de grandes lamelles centimétriques de muscovite ; les feldspaths sont souvent en cristaux pluricentimétriques dont l'orientation souligne une fluidalité parallèle à la foliation de l'encaissant. Dans ce même lieu, près de la chapelle Saint-Gildas au Prioldy, affleurent aussi trois filons de pegmatoides dont le plus important a une puissance de l'ordre de 15 m. Ces filons se singularisent par rapport aux précédents par leur orientation au 80-90 et par la présence en leur sein d'enclaves plurimétriques de micaschistes.

Un autre filon remarquable de pegmatite s'observe à la confluence de la Sarre et du Blavet, près de Saint-Rivalain. Ce filon, encaissé dans le granite de Guern, a 15 à 20 m de puissance, est orienté au 60, et constitue un môle résistant qui a conditionné le cours de la Sarre.

D'autres filons de pegmatites de moindre importance ont été cartographiés aussi au sein des micaschistes briovériens, tel au Sud de Saint-Barthélémy et au Nord-Est de Baud.

**Granitoïdes et pegmatoïdes en filons et filonnets.** Dans la région de Saint-Barthélémy et de Bieuzy, les micaschistes du Briovérien sont recoupées par de nombreux filonnets et filons de granitoïdes et pegmatoïdes très hétérogènes ; bien que non cartographiquement individualisés, leur importance a néanmoins été soulignée sur la carte par un figuré disposé en surimpression de la teinte de l'encaissant micaschisteux.

**Q. Quartz laiteux.** Des pierres volantes de quartz laiteux sont très fréquentes dans les champs et traduisent la présence de nombreux filons dans la partie orientale de la feuille où ils recoupent les métasédiments du Briovérien. Cependant, lorsque visibles, ces filons ont généralement des dimensions trop réduites pour être cartographiables à l'échelle de la carte. De ce fait, seuls les plus conséquents ont été reportés, d'une part au Sud de Guénin sur la rive occidentale de l'Evel et d'autre part au Sud-Est de Bieuzy et à Calavre au Sud-Ouest de Saint-Thuriau. Ces filons, axés au 60 pour les uns et au 140 pour les autres, sont orientés parallèlement à la foliation principale (S1) des micaschistes encaissants.

## FORMATIONS CÉNOZOÏQUES

### Formations tertiaires/plioquaternaires

**RIII. Grès ferrugineux et conglomérat à galets centimétriques et blocs.** Au Sud de Pontivy, d'une part à la Chapelle-Saint-Jean et d'autre part à Confort, les micaschistes briovériens sont coiffés par des dalles de grès ferrugineux, rouge sombre à lie-de-vin, associés à des conglomérats en passées décimétriques ; ces derniers remanient essentiellement des galets, de 0,5 à 1 cm, de quartz laiteux et plus rarement de quartzites gris clair. Ces affleurements situés de part et d'autre de la vallée du Blavet occupent des points hauts à 140 m pour l'un et 90 m pour l'autre.

Des blocs métriques ou plurimétriques (non en place) de ce même type de grès et conglomérat ont été cartographiés aussi à Pontivy d'une part dans le mur d'enceinte du cimetière le long de la rue Jef-le-Penven (fig. 18, hors texte), d'autre part à l'Ouest du quartier de la Houssaye.

Enfin, non loin du « parc des expositions », en bordure orientale de la rue Marc Sangnier, (48 03 145 ; 2 57 404) est exposée, sur une dizaine de mètres, une discordance (fig. 19, hors texte) entre des méta-quartzites gris-vert en plaquettes du Briovérien et un conglomérat de 1 m de puissance ; ce dernier remanie des galets et des blocs centimétriques à décimétriques, très

hétérométriques, non classés, recouverts d'un enduit ferrugineux, emballés dans une matrice argilo-sablo-graveleuse rouille, silicifiée. Les galets et blocs remaniés sont composés de quartz laiteux, de quartzites gris-blanc, plus rarement de plaquettes de métaquartzites gris-vert et de granite. La position topographique de cette série est basse (65 m) par rapport à celle des affleurements observés plus au Sud et elle ne domine le cours actuel du Blavet que d'une dizaine de mètres.

Aucune donnée biostratigraphique n'a permis de dater ces différentes séries qui, sur la carte à 1/80 000 (Pruvost *et al.*, 1959) et dans la thèse de S. Durand (1960) étaient considérées comme Pliocène.

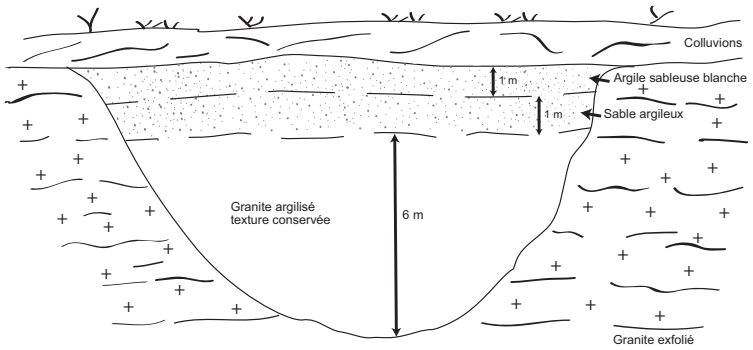
### **Formations superficielles**

**C-S. Dépôts de versant, plus ou moins soliflués.** Ce type de dépôts est principalement représenté dans la partie orientale de la feuille où le substratum micaschisteux est modelé en des pentes marquées mais pas trop accentuées ; en effet, cette morphologie favorise un épandage progressif des sédiments, soit par gravité soit, à certaines périodes, par solifluxion, sans qu'ils soient immédiatement évacués en bas de pente par les cours d'eau. Ces dépôts sont généralement assez fins, plutôt silto-argileux, bien qu'ils puissent aussi inclure des clastes pluricentimétriques et des blocs décimétriques issus du substratum.

**C-F. Colluvions et alluvions des fonds de vallons.** Les vallées secondaires par rapport au réseau fluvial principal, dans lesquelles il n'y a pas de cours permanent et où la déclivité est faible, sont comblées par des dépôts au sein desquels il est difficile de faire la part entre les alluvions *s.s.* et les colluvions. De ce fait, les deux sont regroupés sous une même notation.

**Fx. Alluvions anciennes indifférenciées : galets, cailloutis, blocs.** Tout au long du cours actuel du Blavet, principalement sur sa rive orientale, s'observent dans les champs, des placages discontinus de galets centimétriques à pluricentimétriques et de blocs subarrondis, décimétriques et parfois pluridécimétriques, de quartz laiteux, de quartzites blanc-beige subordonnés et rarement de micaschistes et de granites. Ces terrasses reliques montrent des étagements variés : 50 m et 75 m à Saint-Adrien, 50 m à Tréblavet et à Saint-Nicolas-des-Eaux, 80 m à Rimaison, 60 m à la Vieille-Houssaye, 55 m et 75 m au Nord de Le Gohazé, 80 m à Kerdisson à l'Ouest de Pontivy.

Enfin, un placage de galets pluricentimétriques de quartz, a été observé aussi en limite nord-ouest de la feuille, à Treuzar, placage situé à 140 m d'altitude et qui représente probablement une ancienne terrasse de la Sarre voisine.



**Fig. 20 - Coupe d'un « grattage » artisanal au sein du granite de Guern, montrant un profil d'altération relique, conservé en partie dans une « cuvette » due à l'irrégularité de la base de ce profil**

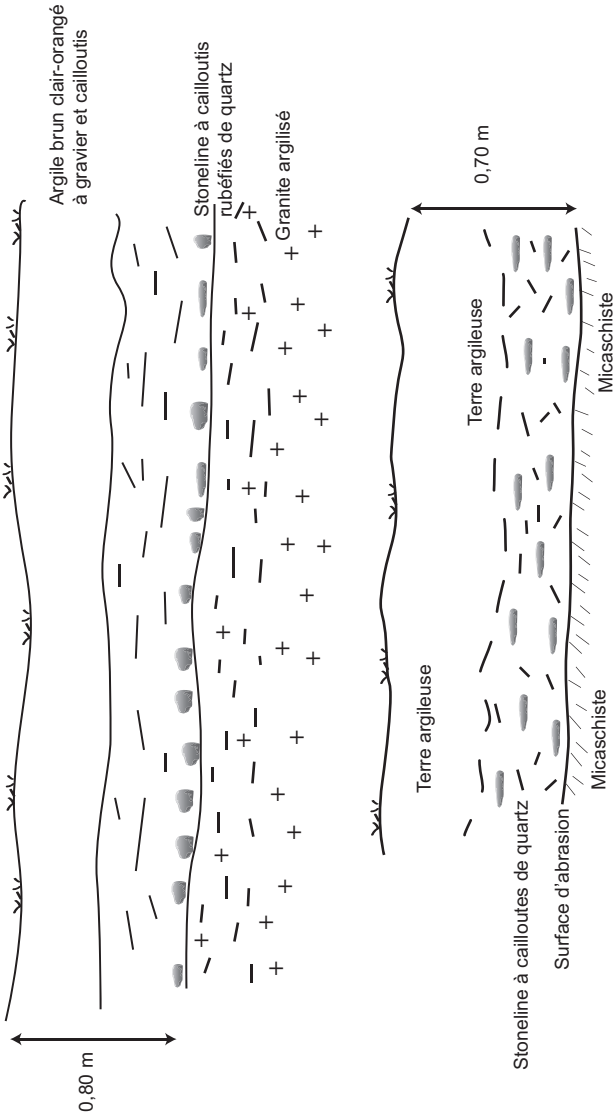


Fig. 21 - Coupes montrant l'allochtonie du recouvrement, soulignée par les « stonelines » à cailloutis de quartz, tant sur le granite de Guern (à Bleuzy), que sur les micaschistes du Briovérien

**Fy. Alluvions des très basses terrasses : graviers, sables, cailloutis, argile sableuse.** Le long du cours des principales rivières, localement, ont été individualisées certaines très basses terrasses qui peuvent être encore submergées lors des crues actuelles. De ce fait, les sédiments associés sont aussi parfois surmontés par les dépôts récents correspondant aux FZ.

**Fz. Alluvions récentes et actuelles : graviers sableux, argile sableuse localement à galets et cailloutis.** Ces dépôts occupent le fonds des vallées et sont relativement importants le long des principales rivières de la feuille, le Blavet, la Sarre et l'Evel. En effet, à l'occasion de méandres et en fonction de la nature plus ou moins tendre du substratum recoupé, ces sédiments s'étalent sur des étendues non négligeables, tel à l'Ouest de Saint-Barthélémy, au Sud de Pontivy et au Sud-Est de Melrand.

**Rz. Recouvrement résiduels.** Toutes les formations du socle présentes sur la feuille Bubry, sont altérées. Cependant la majeure partie des profils d'altération de ces roches, probablement acquis dès l'Éocène, a été érodée et la partie la plus évoluée de ces profils ne subsiste que ponctuellement. Ainsi, à Saint-Yves (FB 10837 ; 48 02 361 ; 3 06 672) dans un ancien grattage en bordure de la D130, un profil résultant de l'altération du granite du Crano est partiellement conservé au sein d'une sorte de cuvette due à l'irrégularité du front d'altération : sur le granite exfolié repose une arène sablo-argileuse dont la puissance maximale visible est de 3 à 4 m au cœur de la cuvette et se réduit fortement jusqu'à disparaître sur ses bords ; l'ensemble est ici coiffé par des colluvions et la terre végétale.

Ce même type de disposition est observable au sein du granite de Guern dans un ancien grattage pluridécamétrique à Kersquer au Sud de Persquen, (FB 10559 - 48 00 936 ; 3 12 349) : la « cuvette » qui, ponctuellement, descend jusqu'au granite exfolié, comprend de bas en haut : 6 m de granite argilisé dont la texture est conservée, 1 m d'arène sablo-argileuse, 1 m d'argile sableuse blanche et le tout est coiffé par 0,50 m de colluvions et terre végétale, recouvrement qui repose directement sur le granite exfolié sur les bords de la cuvette relique (fig. 20).

De même, dans la zone occupée par les formations briovériennes, bien que la topographie soit plus douce et moins élevée, les profils d'altération ne sont guère conservés, les sols sont peu épais (0,30-0,50 cm) et le substratum rocheux est sub-affleurant. De plus, là où les recouvrements sont plus importants, il apparaît que fréquemment ces formations superficielles ne sont pas de simples altérites argileuses du substratum micaschisteux sous-jacent, mais correspondent à des dépôts remaniés silto-argileux englobant souvent des cailloutis de quartz émoussés et plus ou moins rubéfiés. Enfin, localement, entre ces dépôts et le substratum est parfois présente une stone-line à cailloutis de quartz qui souligne aussi l'absence de filiation directe entre ces deux entités (fig. 21).

**X. Dépôts anthropiques, remblais.** Les remblais sont omni-présents dans les zones industrielles de Pontivy, le long des berges du Blavet, sans qu'il soit possible dans le cadre de cette étude d'en définir précisément les contours. De même, ils sont présents aussi au Nord de Baud, notamment au niveau de l'échangeur de la RN24 où les ouvrages d'art ont nécessité d'importants terrassements. Enfin un important remblai récent a été cartographié au Nord-Est de la feuille, près de Kergoff.

## CONDITIONS DE FORMATION DES ENTITÉS GÉOLOGIQUES

### *FORMATIONS MÉTASÉDIMENTAIRES*

**La Formation d'Elliant.** Cette formation essentiellement constituée de micaschistes plus ou moins quartzeux, appartient au domaine ligéro-séna. Elle affleure en une étroite lanière qui se suit depuis Quimper à l'Ouest ; elle est recoupée non seulement par le granite d'Ergué-Languidic et le métagranite de Saint-Thurien daté du Carbonifère supérieur (316 Ma) mais aussi par l'orthogneiss du Leignou daté de l'Ordovicien inférieur ( $447 \pm 4$  Ma, Béchenec *et al.*, 2001) et celui de Lanvaux ; ceci implique un âge minimal Ordovicien inférieur pour au moins une partie de cette formation. Enfin, sa composition montre qu'elle correspond à une ancienne série sédimentaire terrigène assez évoluée.

**Le Briovérien.** Les séries du Briovérien forment un vaste ensemble dans le Domaine varisque de Bretagne centrale. Essentiellement formé de micaschistes et métaquartzites et de paragneiss subordonnés, cet ensemble correspond à une ancienne série terrigène. Les caractères de cette dernière ont été plus particulièrement étudiés sur les feuilles voisines (Pontivy, Dadet *et al.*, 1986 ; Josselin, Thomas *et al.*, 2009) où l'empreinte du métamorphisme est peu accentuée. Ces études soulignent la puissance et l'homogénéité de cette série qui affiche toujours un caractère nettement terrigène avec des alternances d'argilites, de siltites, de grès et ponctuellement de conglomérats ; ces faciès sont apparemment organisés en séquences et mégaséquences mais leur géométrie est souvent difficile à cerner du fait de la monotonie des faciès. Cet ensemble est interprété comme une série turbiditique témoignant de l'existence d'un vaste bassin en bordure de la chaîne cadomienne et servant de réceptacle aux produits de démantèlement de cette chaîne.

### *ORTHOGNEISS ORDOVICIEN*

**L'orthogneiss de Lanvaux.** Il recoupe les métasédiments de la Formation d'Elliant sur la carte Bubry mais aussi ceux du Groupe de Bain-sur-Oust plus vers l'Est (carte Malestroït, Plaine *et al.*, 1981) ; daté de l'Ordovicien inférieur



(Vidal *et al.*, in prep.) il appartient au domaine ligéro-séan et y constitue le principal témoin du magmatisme ordovicien ; en effet, les autres orthogneiss comparables, visibles plus vers l'Ouest (Orthogneiss du Leignoux, Béchenne *et al.*, 2001) n'affleurent qu'en lentilles dilacérées le long de la branche nord du CSA. Peu de données permettent de caractériser ces orthogneiss, néanmoins si l'on se réfère à celles basées sur l'étude de l'orthogneiss du Leignoux, ces orthogneiss seraient apparentés aux granitoïdes calco-alcalins et pourraient être associés soit à un magmatisme de zone de subduction soit à une distension intracontinentale.

### GRANITES VARISQUES

Ils sont largement représentés sur la feuille Bubry dont ils occupent toute la partie occidentale avec, dans le domaine varisque ligéro-séan, les granites d'Ergué-Languidic, de la Forest et de Saint-Thurien et dans le Domaine varisque de Bretagne centrale, les granites de Cascadec, d'Inguiniel, de Guern et du Crano lesquels englobent ou sont recoupés par de petits massifs de nature variée.

Cinq échantillons de granite ont été analysés (annexe, tabl. 1), dont deux proviennent du massif du Crano, un du massif de Cascadec, un du massif de Guern et le dernier du leucogranite de Baud. Tous ces granites se rattachent à l'association alumino-potassique (Stussi, 1989), ce qui conduit à leur attribuer une origine « crustale ». Au-delà, une investigation de leurs caractéristiques pétrologiques permet de cerner avec une certaine précision les traits essentiels de leur source et de leur température et pression de genèse et d'évolution.

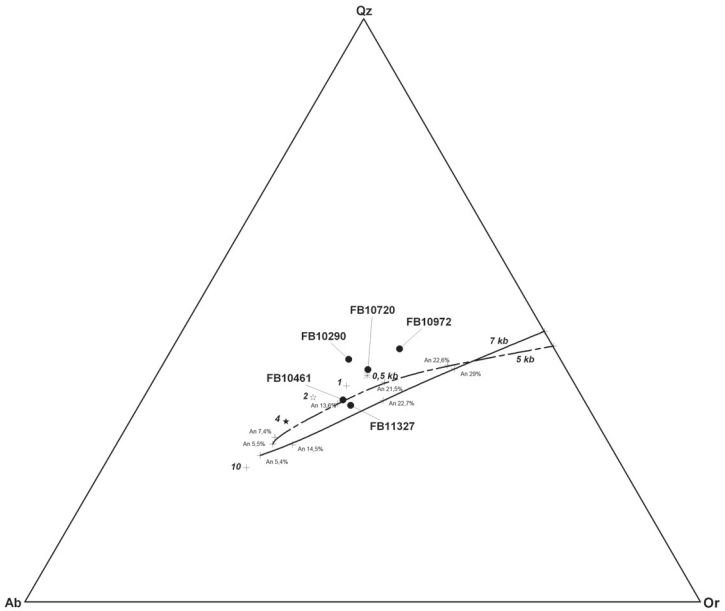
Tous ces échantillons sont leucocrates ( $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{t} \sim 1\text{-}2,7\%$ ) et pauvres en alumine, pour plus de 92 % en masse, leur composition est faite d'un assemblage de quartz, albite et feldspath potassique, ce qui les rend très proches du système expérimental Ab-Qz-Or, connu par de nombreux travaux (Winkler, 1979). Par ailleurs, leur caractère peralumineux constant permet de considérer leurs teneurs en certains éléments traces (terres rares légères, Zr, Th) comme strictement dépendantes de la température, au travers d'une solubilité plus ou moins grande des minéraux accessoires tels que la monazite (Montel, 1986) et le zircon (Watson et Harrison, 1983). Les données expérimentales montrent en particulier qu'une baisse de la température tend à provoquer la précipitation de tels minéraux et par là, une perte du caractère incompatible des éléments qui leur sont liés et leur décroissance lors de la différenciation magmatique. Enfin, une évaluation de la pression peut être obtenue d'après l'allure de leurs spectres de Terres Rares. Sur la droite, une décroissance marquée au niveau des Terres Rares lourdes (Gd à Lu) indique que la fusion a opéré en présence de grenat (Bernard-Griffiths *et al.*, 1985) témoignant d'une pression relativement élevée, soit  $P > 7$  kb selon les données expérimentales (Green, 1976). Sur la gauche du spectre, un appauvrissement relatif en Terres Rares légères témoigne d'une faible

solubilité de la monazite à mettre en relation avec une température plutôt basse (< 800 °C) (Montel, 1986).

Dans le diagramme Ab-Qz-Or (fig. 22), les échantillons du granite de Crano se placent au voisinage des eutectiques pour des pressions de 0,5 et 1 kb. La roche la plus acide (FB10720) est quasiment confondue avec le minimum de très basse pression (0,5 kb), mais légèrement déportée vers le sommet Qz. Par ailleurs, cette roche montre un fractionnement marqué entre Terres Rares lourdes ( $[(GdYb)_N = 4,2]$ ) (fig. 23) qui témoigne d'une fusion à relativement haute pression. La position au-dessus des lignes cotectiques à toute pression implique que le matériau source était riche en silice et qu'il a produit un magma particulièrement siliceux qui a évolué sur la surface cotectique supérieure par précipitation de quartz. La position au voisinage des minimum de basse pression suggère que le magma a achevé son ascension près de la surface et ses teneurs suggèrent qu'il a cristallisé à relativement basse température (< 750 °C). Pour une pression comprise entre 1 et 5 kb, un liquide comparable à FB 10720 est susceptible de contenir de 5 à 10 % d'anorthite (An) (Winkler, 1979).

Cette proportion est de moins de 1 % dans FB 10720 (fig. 24), qui est très pauvre en CaO (= 0,6 %). On doit donc conclure que le magma était très sous-saturé en An, ce qui témoigne d'un protolithe très pauvre en plagioclase, mais très siliceux et très potassique.

L'échantillon FB 10461 diffère du précédent par un fractionnement peu marqué entre Terres Rares lourdes (fig. 23). Son rapport  $(GdYb)_N$  (1,8) est proche de celui estimé pour la croûte continentale supérieure ( $[(GdYb)_N = 1,44]$ ) (Taylor et McLennan, 1985). Il est donc probable que le liquide granitique a été produit à pression moyenne, hors du champ de stabilité du grenat, soit  $P \leq \sim 7$  kb. Sa teneur élevée en Th (= 22 ppm) témoigne d'une forte solubilité de la monazite, indicatrice d'une température plutôt élevée ( $T \geq 800$  °C). Pour une pression de 5 à 0,5 kb (avec  $P_{tot} = P_{H_2O}$ ) un granite comparable à FB 10720 est susceptible d'être liquide à une température de  $\sim 650$  à 700 °C et de contenir de 5 à 10 % d'An. Une température d'équilibre plus élevée peut être supposée pour FB 10461 qui est également plus pauvre en An (= 2,5 %) (fig. 24). Cette sous-saturation en An suggère une origine à partir d'un protolithe pauvre en calcium et particulièrement potassique. La température élevée est vraisemblablement liée à une faible teneur en  $H_2O$  ( $P_{H_2O} < P_{tot}$ ), une sous-saturation en eau tendant à fortement remonter les surfaces et lignes cotectiques à une pression donnée. Du fait d'une baisse de la solubilité de l'eau à pression décroissante, un tel magma initialement sous-saturé en  $H_2O$  tendra à se saturer en eau lors de son ascension vers la surface ce qui retardera sa cristallisation. Une fois arrivé à saturation, le magma évoluera conformément aux relations de phases d'un système granitique à  $P_{tot} = P_{H_2O}$  (fig. 22). La proximité entre FB 10461 et les minimum cotectiques de basse pression dans le diagramme Ab-Qz-Or (fig. 22)



**Fig. 22 - Diagramme Ab - Qz - Or (Winkler, 1979) avec représentation des lignes cotectiques pour  $P_{H_2O} = P_{tot} = 5$  (trait en tiretés) et 7 kb (trait plein).** Les annotations sur ces courbes donnent les teneurs en An des euctectoïdes dans le système Ab - An - Qz - Or. Les teneurs normatives en An de la fraction quartzo-feldspathique des différents granites sont également indiquées

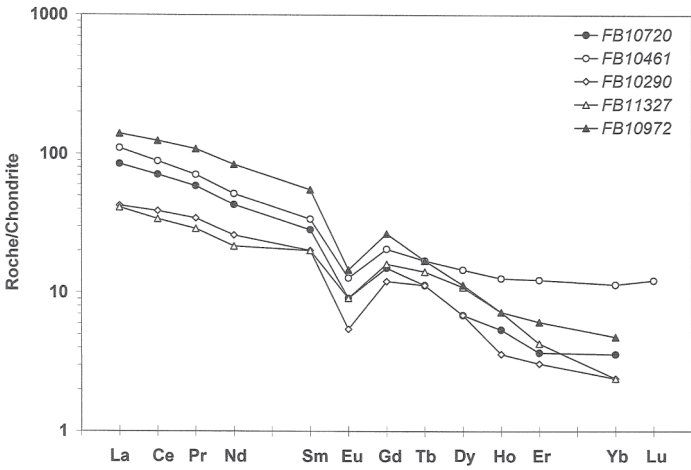


Fig. 23 - Spectres de terres rares normalisés aux chondrites (valeurs de normalisation de Anders et Grévesse, 1989) pour les granites de la feuille Bubby

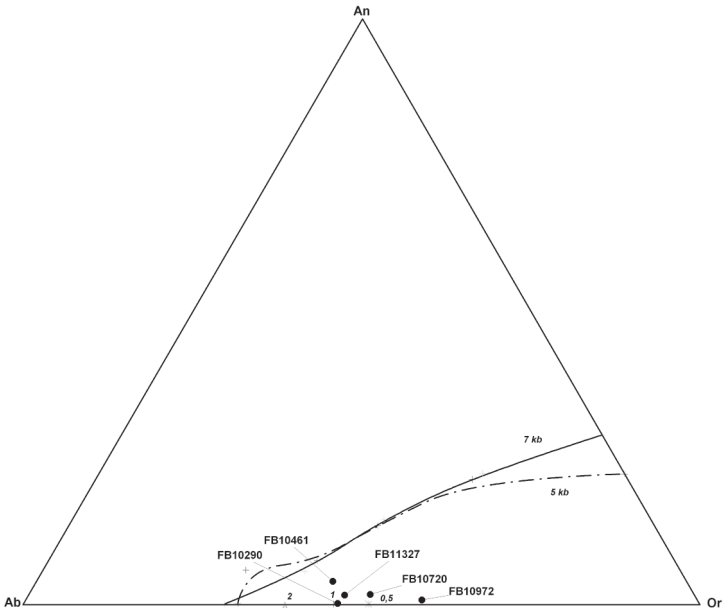


Fig. 24 - Diagramme Ab - An - Or (Winkler, 1979) avec représentation des lignes cotectiques pour  $P_{H_2O} = P_{tot} = 5$  (trait en tiretés) et 7 kb (trait plein)

montre que le magma granitique était très largement liquide lorsqu'il a interrompu son ascension. À ce stade, une cristallisation limitée de feldspath potassique a porté le liquide résiduel vers une composition eutectique interrompant le processus de cristallisation fractionnée.

Dans le diagramme Ab-Qz-Or (fig. 23), le granite de Cascadec (FB 10290) se place au-dessus des lignes cotectiques, quelle que soit la pression. Ce granite présente un fractionnement marqué entre Terres Rares lourdes ( $[\text{Gd}/\text{Yb}]_N = 5$ ) (fig. 23) qui suggère une fusion à relativement haute pression. Sa faible teneur en Th (= 5,5 ppm) et son appauvrissement relatif en Terres Rares légères (fig. 23) témoignent d'une température plutôt faible. La roche est très sous-saturée en An (An = 0) (fig. 24), ce qui suggère un protolithe très pauvre en CaO. Inversement, sa forte teneur en Qz normatif montre que ce protolithe était très siliceux. Le granite initial était vraisemblablement sous-saturé en eau, ce qui lui a permis de monter assez haut dans la croûte où il a cristallisé « sur place ». Lors de son refroidissement, un fractionnement limité de quartz puis de feldspath potassique a porté le liquide vers une composition eutectique interrompant le processus de cristallisation fractionnée.

Dans le diagramme Ab-Qz-Or (fig. 22), le leucogranite de Baud (FB 11327) se place au voisinage de la ligne cotectique pour une pression de 5 kb ( $P_{\text{tot}} = P_{\text{H}_2\text{O}}$ ) et sous les lignes cotectiques de plus basse pression. Ce granite présente un fractionnement marqué entre Terres Rares lourdes ( $[\text{Gd}/\text{Yb}]_N = 6,7$ ) (fig. 23) qui suggère une fusion à relativement haute pression. Sa faible teneur en Th (= 3,5 ppm) et son appauvrissement relatif en Terres Rares légères (fig. 23) témoignent d'une température plutôt faible. La roche est très sous-saturée en An (An ~ 1 %) (fig. 24), ce qui suggère un protolithe très pauvre en CaO. À une pression > 7 kb et dans des conditions de saturation en eau, un tel granite précipiterait du quartz (fig. 21), mais il est probable que les conditions de saturation en eau n'étaient pas atteintes. L'évolution à basse pression ( $P < 4$  kb) se traduirait par une précipitation de feldspath potassique et d'une évolution rapide du liquide résiduel vers une composition eutectique.

Dans le diagramme Ab-Qz-Or (fig. 22), le granite de Guern (FB 10972) se place au-dessus des lignes cotectiques quelle que soit la pression. Ce granite présente un fractionnement marqué entre Terres Rares lourdes ( $[\text{Gd}/\text{Yb}]_N = 5,5$ ) (fig. 23) qui suggère une fusion à relativement haute pression. Il est très pauvre en CaO et très sous-saturé en An (An = 0,3 %). Néanmoins, ses teneurs en Th (= 24 ppm) ou Terres Rares légères sont fortes (fig. 23), ce qui témoigne d'une température élevée. Ceci est cohérent avec une forte teneur en  $\text{TiO}_2$  (= 0,45 %). Sa teneur en  $\text{Na}_2\text{O}$  est plutôt faible (= 2,3 %), ce qui induit un fort indice d'aluminosité ( $A/\text{CNK} = 1,57$ ). La roche se place très à l'écart des eutectiques de haute pression (fig. 22). Le matériau initial avait une composition sans doute assez éloignée de celle d'un granite et une température élevée a permis une fusion poussée sans enrichissement en CaO, ce qui témoigne du caractère très

peu calcique du matériau source. La faible teneur en Sr (= 79 ppm) est également cohérente avec une faible proportion de plagioclase au sein du protolithe. Ceci conduit à envisager un matériau source de type quartzopélitique, susceptible de produire des magmas plutôt potassiques et très excédentaires en alumine (A/CNK élevé). Il est probable que le magma parent a peu évolué lors de sa montée vers la surface et il était plutôt « chaud » lorsqu'il a interrompu son ascension. Son refroidissement s'est accompagné de la cristallisation de quartz, puis conjointement de quartz et feldspath potassique.

### ÉVOLUTION TECTONO-MÉTAMORPHIQUE

La carte Bubry montre deux grands ensembles métasédimentaires, la Formation d'Elliant et le Briovérien, rattachés respectivement aux Domaines varisques ligéro-sénaise et de Bretagne centrale. Ces deux ensembles et domaines sont séparés par la branche nord du CSA (Cisaillement sud-armoricain) accident transcurrent majeur qui se suit depuis Angers à l'Est jusqu'à la pointe du Raz à l'Ouest.

#### Évolution tectono-métamorphique de la Formation d'Elliant

La Formation d'Elliant, sur la carte Bubry, est localisée uniquement dans l'angle sud-ouest de la feuille où elle est recoupée notamment par l'orthogneise de Lanvaux ce qui implique qu'une partie de son protolithe soit, au minimum, d'âge Ordovicien inférieur et peut-être plus ancien. Elle est principalement structurée par une foliation majeure (S1), très bien réglée et très pénétrative, soulignée par l'orientation des paillettes de micas et leur ségrégation en lits micacés alternant avec des lits à dominante quartzreuse. Il apparaît donc clairement que cette foliation principale est associée au pic du métamorphisme qui se développe dans le faciès amphibolites et induit une transposition totale du protolithe. Cependant, ponctuellement, en lame mince, on décèle les reliques d'une foliation antérieure (S0-1) qui est déformée par des plis intrafoliaux admettant la (S1) en plan axial.

La paragenèse associée à la foliation principale (S1) est, à la base, composée de :

– *Quartz + biotite + muscovite* ;

Cependant, dans la moitié occidentale de la formation, cette paragenèse comprend aussi des silicates d'alumine :

– de *andalousite* en porphyroblastes plus ou moins moulés par la foliation principale mais la fossilisant aussi de par l'orientation de nombreuses inclusions d'opaques ; ce qui implique une cristallisation éo-syn (S1) ;

– de la *sillimanite* sous forme de fibrolites allongés dans le plan de la foliation (S1) ;

Dans la partie orientale de la formation, l'intensité du métamorphisme semble moindre et dans les micaschistes gris sombre, à composition favorable, les silicates d'alumine sont représentés très majoritairement par :

- de l'*andalousite*, en porphyroblastes syn à tardi (S1) et sous forme de chiasolite dans un niveau particulier ;
- de la *staurotide* en rares granules souvent inclus dans les plages d'andalousite.

La seconde schistosité (S2) est associée à de petits plis en chevrons qui déforment la (S1) ; cependant, elle se résume à une schistosité de crénulation qui n'induit que peu ou pas de néo-cristallisation.

De plus, localement, des blastes de biotite tardive (bi2), peu ou pas orientés, sont aussi présents. Enfin une rétomorphose, dans le faciès schistes verts, entraîne la formation de chlorite aux dépens de la biotite.

Si on remet en perspective l'évolution de cette série en prenant en compte les données des cartes adjacentes, il semble que l'intensité de la phase principale de métamorphisme qui l'affecte, diminue d'Ouest en Est depuis le faciès amphibolites avec sillimanite-andalousite (cartes Plouay et Bubry), andalousite ± staurotide (cartes Bubry et Baud), biotite et muscovite (carte Baud) avant de passer au faciès schistes verts à muscovite et chlorite (cartes Baud et Elven).

## **Évolution tectono-métamorphique des formations du Briovérien**

Les formations du Briovérien occupent l'angle nord-ouest de la carte Bubry mais sont principalement développées dans sa partie orientale. Recoupées par différents granites varisques, elles sont principalement structurées par une foliation principale (S1), dont la direction varie du Sud au Nord de l'ensemble ; elle est soulignée, principalement, par l'orientation des paillettes de micas et éventuellement de chlorite et leur ségrégation en lits à dominante micacée qui alternent avec des lits à dominante quartzreuse. Ceci montre que cette foliation principale est associée au pic du métamorphisme. Cependant assez fréquemment, des reliques d'une foliation antérieure ont été observées en lames minces, sous forme de charnières isolées de petits plis intrafoliaux, soulignées par des plages de micas et du quartz déformés, qui admettent la (S1) de plan axial.

Sur la carte Bubry, le métamorphisme associé à cette foliation principale (S1) montre une intensité croissante du Nord-Est au Sud-Ouest de l'ensemble briovérien, variation d'intensité qui se traduit par une succession de différentes roches métamorphiques : micaschistes fins et schistes lustrés à muscovite et



chlorite, micaschistes à biotite et muscovite, micaschistes grossiers à silicates d'alumine.

Cependant, cartographiquement il apparaît nettement que les isogrades de ce métamorphisme principal sont obliques sur les contours des granites varisques ; ceci implique que ce dernier ne peut être considéré comme l'expression d'une simple auréole de métamorphisme de contact ; d'autant plus que dans l'angle sud-oriental de la feuille, les faciès à silicates d'alumine sont bien présents en dépit de l'absence de massifs granitiques d'importance.

**Les micaschistes grossiers à silicates d'alumine.** Ils montrent une paragenèse de base, composée de :

– *Quartz + biotite + muscovite ± andalousite et staurotide.*

Cependant, au sein de cet ensemble, il est de plus possible de circonscrire une zone évoluant dans le haut-grade de l'amphibolites faciès. Ce faciès de haut-grade a été identifié d'une part dans l'angle nord-ouest de la feuille près de Longeville et d'autre part dans sa partie orientale entre le Nord de Baud et Saint-Barthélémy et à Bieuzy ; il est caractérisée par l'association :

– *Quartz + biotite + muscovite + sillimanite ± andalousite.*

La sillimanite, soit sous forme de fibrolites allongées dans le plan de (S1), soit en aiguilles et petites baguettes regroupées en amas, semble avoir une cristallisation syn-(S1). Son apparition dans la partie sud-orientale de la feuille est peut-être en relation avec la présence, dans cette même zone, de très nombreux filonnets et filons de granitoïdes et pegmatoïdes au sein des micaschistes.

Dans toute la partie sud de la carte, la staurotide est particulièrement répandue et nettement prédominante ; sa cristallisation paraît précoce, éo à syn-(S1), car les blastes d'une part sont moulés par cette foliation et d'autre part, ils montrent des indices de rotation en cours de cristallisation.

Par contre, à l'extrême nord de la zone à silicates d'alumine, à Saint-Nicolas-des-Eaux, la staurotide et l'andalousite paraissent tardi-(S1) ; en effet, ils forment de grands blastes très pœcilitiques qui, non seulement ne sont pas moulés par la (S1), mais de plus la fossilisent.

Enfin, localement, au Nord (Bot Pohic) et à l'Est (Roho) immédiat de Baud, la paragenèse standard de ces micaschistes à silicates d'alumine présente aussi du grenat et du disthène, associés à la staurotide.

La foliation principale (S1) est déformée par de petits plis en chevrons auxquels est associée une schistosité (S2) de crénelation parfois soulignée par l'orientation de rares plages de quartz et paillettes de muscovite.

**Les micaschistes à biotite et muscovite.** Ils ont un grain plus fin que les précédents et leur paragenèse ne présente pas de silicates d'alumine mais se caractérise par :

– *Quartz + biotite + muscovite.*

Très généralement les paillettes de micas sont associées à la foliation principale (S1), ce que souligne leur orientation et leur ségrégation en minces lits micacés.

Cependant, dans la moitié méridionale de l'unité briovérienne (entre Guénin et Pluméliau nord-ouest) s'observent aussi des porphyroblastes de biotite, à cristallisation précoce : en effet, ces blastes sont moulés par la foliation (S1) et parfois fossilisent une foliation précoce oblique sur la (S1).

Au contraire, dans la moitié nord de l'ensemble briovérien (entre Talvern-Nénez et Pontivy), les porphyroblastes de biotite, non orientés, sont disposés en travers de la (S1) ce qui témoigne d'une croissance tardi à post (S1).

Cette dualité évoque celle notée précédemment à propos des silicates d'alumine ; il est donc probable que ceci traduise d'une part l'existence d'un métamorphisme général qui, associé à une intense déformation, est le principal moteur de la structuration du Briovérien et d'autre part le développement, localement, d'un métamorphisme thermique (de contact) tardif, sans doute associé à la mise en place du granite du Crano. Cette hypothèse est confortée aussi par l'observation, précédemment soulignée, concernant la géométrie des isogrades du métamorphisme principal, obliques sur les contours des granites varisques.

Enfin, comme dans la série précédente, la foliation principale (S1) est déformée par de plis en chevrons auxquels est associée une schistosité de crénulation (S2).

**Les micaschistes fins et schistes lustrés à muscovite-chlorite.** Ces formations occupent le quart nord-oriental de la feuille et le passage avec la série précédente est progressif, ce qui se traduit principalement par une diminution de la taille du grain et visuellement par une variation de teinte, beige argenté à gris-vert bleuté. Néanmoins toutes les roches de cet ensemble sont toujours fortement structurées par une foliation ou une schistosité principale (S1) qui oblitère toutes les structures et textures antérieures. Comme dans les séries précédentes, les reliques d'une (S0-1) précoce sont parfois visibles en lames minces. La paragenèse de ces micaschistes et schistes est identique dans tout l'ensemble :

– *Quartz + muscovite ± chlorite.*

Cependant, on note une atténuation de l'intensité du métamorphisme d'Ouest en Est, qui se traduit par une diminution de la taille des paillettes de muscovite et de chlorite.

Enfin, cette foliation/schistosité principale est déformée par de petits plis en chevrons auxquels est associée, comme dans les séries précédentes, une schistosité (S2) de crénulation, parfois soulignée aussi par l'orientation de quelques paillettes de muscovite.

## Déformation

### Déformation précoce : les plis intrafoliaux

Sur la carte Bubry, aucune trace d'une éventuelle déformation anté-varisque n'a été observée. Cependant, des charnières reliques de petits intrafoliaux ont été notées en lames minces dans tous les métasédiments des différentes formations présentes sur la carte. Ces plis intrafoliaux, identifiés seulement en lames minces, déforment un ancien feuilletage [(ancienne schistosité (S0-1) ou litage (S0)] antérieur à la foliation principale (S1) qu'ils admettent en plan axial. Par contre le paroxysme de la déformation varisque est bien marqué car concomitant de celui du métamorphisme général. Cette concomitance se traduit par une schistosité de flux (ou foliation) très pénétrative (S1) qui entraîne une transposition totale du protolithe.

### La foliation principale (S1) et/ou (S1/C)

La foliation principale (S1) est très bien exprimée dans toutes les formations métasédimentaires de la carte.

Au Sud-Ouest de la feuille, dans le domaine ligéro-séan et en limite sud du domaine de Bretagne centrale, l'orientation du plan de cette foliation (S1), de plan axial par rapport aux plis intrafoliaux précédemment décrits, est nettement inféodée à celle du Cisaillement sud-armoricain voisin : subverticale, elle affiche une direction 110 ; de plus localement, elle est associée à des plans « C ». Néanmoins, notamment dans la partie orientale du domaine ligéro-séan où la puissance de la formation micaschisteuse (Fm. d'Elliant) prend de l'ampleur, elle est oblique sur le CSA et, orientée au 70-80, elle présente aussi un pendage moins accentué, 55 à 70° vers le Nord ou le Sud.

Dans le Domaine varisque de Bretagne centrale, l'empreinte des déformations varisques est essentiellement visible dans les formations du Briovérien :

– au Nord-Ouest de la carte la foliation principale (S1), orientée au 35-40, est subverticale ou fortement pentée ;

- en bordure méridionale de la feuille, cette foliation est généralement orientée au 80-90 et pend de 40 à 50° vers le Nord ;
- dans la région de Guénin et Remungol-sud, la foliation principale est très généralement orientée au 60 et pend de 45 à 65° vers le Nord ou le Sud ;
- entre Remungol et Moustoir-Remungol, en lisière orientale de la feuille, elle est principalement orientée au 90-100 ;
- à l'Ouest de Pluméliau, elle est orientée au 120-130, direction qui s'infléchit jusqu'au 150-160 au Nord de Talvern-Nénez et son pendage varie de 50 à 65° vers le Nord ;
- enfin dans l'angle nord-est de la feuille, cette foliation principale est orientée N-S et est, soit subverticale, soit présente des pendages variant de 50 à 70° vers le Sud.

### **Déformation post-S1 : les plis en chevrons**

La foliation principale (S1) est déformée par des plis en chevrons centimétriques à pluri-décimétriques dont l'axe pend de 5 à 10° au 60-70 dans la moitié orientale de l'ensemble briovérien où ils sont souvent particulièrement bien exprimés et au 50-60 dans la partie occidentale ; leur plan axial montre des pendages variables. Les variations de direction de la foliation principale (S1) sont en partie dues aux effets de ces plis en chevrons.

### **La schistosité (S2) de crénulation et la linéation associée**

La schistosité (S2) est de plan axial par rapport aux plis en chevrons précédemment décrits. Bien marquée et transverse sur la foliation (S1), elle a une orientation assez constante, au 50-60 et au 60-70 à respectivement à l'Ouest et à l'Est de l'ensemble briovérien mais son pendage est variable bien que toujours assez accentué. Cette schistosité se marque surtout par des phénomènes de dissolution (« dissolution cleavage ») et plus rarement par la cristallisation de quartz et de muscovite qui souligne alors son plan.

À cette schistosité (S2) est associée soit une fine linéation de crénulation, soit une linéation d'intersection.

### **Les plis tardifs**

Ceux-ci sont rarement observés à l'affleurement et ils correspondent à des plis ouverts ou des ondulations métriques assez disharmoniques qui perturbent fortement les structures antérieures. Localement, l'axe d'un de ces plis pend de 45° au 350 et son plan axial orienté au 170 à un pendage de 45° vers le Sud.

### **Le Cisaillement sud-armoricain (CSA)**

Cet accident transcurrent majeur correspond à la branche nord du Cisaillement sud-armoricain, orientée au 110, dont le fonctionnement au

Carbonifère a induit d'une part la formation d'un cœur d'ultramylonites feuilletées et d'autre part, dans les séries bordières de ce dernier (Formation d'Elliant, métagranite de Saint-Thurien, granites de Cascadec, de Léhart, de Kerestienne et de Baud), l'empreinte d'une déformation cisailante intense marquée par des structures (S/C/L). Ces dernières montrent un gradient décroissant rapide de part et d'autre de la zone centrale ultramylonitique. Cette association de structures (S/C/L) est particulièrement bien visible dans les faciès mylonitiques du granite de Cascadec. Les plans « C » sont subparallèles au CSA, orientés au 110 et ils portent souvent une linéation d'étirement qui pend de 8 à 20° vers l'Est. De plus, les porphyroblastes de feldspath, lorsqu'ils sont présents, montrent des figures de déformation compatibles avec un cisaillement dextre.

### **La tectonique cassante**

Les effets de la tectonique cassante ont été particulièrement bien identifiés au Sud de la carte du fait des excellents repères que constituent les structures linéaires associées au CSA. Ainsi toute une série de failles orientées NNW-SSE et montrant une forte composante décrochante dextre a été cartographiée dans cette zone. La principale d'entre elles se situe à l'est de Quistinic et recoupe le CSA au niveau de la vallée du Blavet induisant le décrochement de sa partie orientale vers le Sud, sur 1,5 km environ. À l'Ouest immédiat de Baud, un réseau de moindre importance, de failles conjuguées axées NNE-SSW a été identifié aussi.

Quelques autres failles ont été cartographiées à Guern où elles induisent des décrochements dextres au sein la diorite quartzique de Quilio.

Enfin, en limite orientale du granite du Crano, sont aussi cartographiées quelques failles axées NW-SE, qui montrent aussi une petite composante décrochante.

## **SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE**

### *SÉDIMENTATION ET MAGMATISME AU PROTÉROZOÏQUE SUPÉRIEUR*

Le Protérozoïque supérieur, sur la feuille Bubry, est représenté par les micaschistes briovériens situés au Nord de la branche septentrionale du Cisaillement sud-armoricain (CSA), grand accident transcurrent séparant ici le domaine varisque ligéro-sénaud du Domaine varisque de Bretagne centrale. Ils constituent une série monotone dont le protolithe, connu sur les feuilles de Douarnenez (Darboux, 1973 ; Barrière *et al.*, 1975), de Châteaulin (Plusquellec *et al.*, 1999) et de Gourin (Le Gall *et al.*, 1992), de Pontivy (Dadet *et al.*, 1986) et de Josselin (Thomas, Le Berre, 2008), témoigne d'une sédimentation terrigène, probablement turbiditique et localement deltaïque. Bien que la

géométrie de ces dépôts, du fait de leur monotonie, soit difficile à appréhender, il semble, au vu de la distribution des niveaux grossiers (poudingue de type Gourin et wackes) dans la série, que la zone d'approvisionnement de ce bassin était située au Nord et qu'il corresponde ainsi, au réceptacle des produits de démantèlement de la Chaîne cadomienne. Ce vaste bassin probablement intra-continental, ne montre qu'une instabilité modérée, soulignée par de rares niveaux interstratifiés de tholéiites continentales (Saunier et Chauvel 1986).

### SÉDIMENTATION ET MAGMATISME AU PALÉOZOÏQUE

Dans le domaine de Bretagne centrale, au Nord immédiat de Bubry, dans la région de Pontivy (Dadet *et al.*, 1986), le soubassement briovérien est surmonté en discordance par une série débutant par des niveaux conglomératiques auxquels succèdent des quartzites verdâtre à rouge associés à des schistes, dont l'âge est indéterminé. Cependant, cette série est très vraisemblablement équivalente à la Formation de Pont-Réan définie plus à l'Est et dont l'âge a pu être précisé par la datation Ordovicien inférieur, de niveaux interstratifiés de volcanites acides (Fm. de Marsac, Dadet *et al.*, 1995). Le magmatisme Ordovicien inférieur est reconnu aussi plus à l'Ouest sur la bordure méridionale du domaine centre-armoricain où il présente un caractère calco-alcalin (trondhjémite de Douarnenez,  $473 \pm 23$  Ma, Barrière *et al.*, 1975 ; métagranodiorites de Gougastel, orthogneiss du Loc'h,  $483 \pm 3$  Ma, Béchenec *et al.*, 1999 ; Cocherie, 2001 ; granodiorite de Plogonnet). Cette évolution, traduisant une instabilité certaine, se poursuit, au moins localement, jusqu'à l'Arénigien, où lui succède une sédimentation essentiellement terrigène caractéristique d'un environnement de plate-forme stable (Guillocheau et Rolet, 1983), qui continuera jusqu'au Dévonien supérieur voire jusqu'au Carbonifère.

Dans le domaine ligéro-sénaise, il est difficile de déterminer le schéma d'évolution paléozoïque inférieur à partir des données de la carte Bubry où l'empreinte du Cisaillement sud-armoricain est trop intense et où toutes les unités métasédimentaires sont dilacérées. Si l'on se réfère aux données acquises plus vers l'Est, au moins une partie des métasédiments de la Fm. d'Elliant pourrait correspondre aux séries terrigènes du Groupe de Bains-sur-Oust (= schistes et arkoses de Bains de la littérature ancienne) pour lequel D. Janjou *et al.* (1998) proposent un âge Protérozoïque terminal à Arénigien. De même, il est possible que les micaschistes carbonés (micaschistes à chialstolite, micaschistes quartzeux à graphite) aient pour protolithes des séries comparables aux schistes d'Angers ou plus vraisemblablement à la Formation de Rochefort-en-Terre telle que définie sur la carte Malestroit (Plaine *et al.*, 1981). Dans ce domaine, le magmatisme ordovicien est particulièrement bien illustré par l'orthogneiss de Lanvaux et ses équivalents latéraux : l'orthogneiss du Leigoux à l'Ouest (Béchenec *et al.*, 2001) et l'orthogneiss de Saint-Clément-de-la-Place à l'Est

(Janjou *et al.*, 1998) ; cependant le nombre restreint d'analyses ne permettent guère de contraindre les caractéristiques pétrologiques de ces orthogneiss.

Dans le domaine sud-armoricain, à l'Ordovicien inférieur ( $481 \pm 11$  Ma, d'après l'âge obtenu sur des méta-acidites du Groupe de Merrien) (Guerrot *et al.*, 1997; Béchenneec *et al.*, 1996), une importante sédimentation de type grauwacke (micaschistes à ocelles d'albite de Merrien et de Trünvel) se développe dans la moitié occidentale. La géochimie des séries volcaniques associées suggère (Thiéblemont *et al.*, 1989; Béchenneec *et al.*, 1996; Béchenneec *et al.*, 1999; Béchenneec *et al.*, 2001), un environnement d'arc/arrière arc pour ces dépôts. Latéralement, sur un bloc essentiellement continental en position supposée arrière-arc, la sédimentation, bien qu'alimentée par une source identique (Dabard et Peucat, 1998), est plus mature, souvent quartzreuse, voire quartzitique (Groupe de Nerly), et le magmatisme associé est essentiellement alcalin (*cf. supra*). Cependant, à terme, ce domaine arrière-arc subirait aussi une océanisation qui s'accompagne localement de l'intrusion de basaltes tholéiitiques de type MORB (Béchenneec *et al.*, 1999).

Le schéma précédent, qui supposerait l'évolution d'au moins une partie du Domaine varisque sud-armoricain en régime de subduction océanique durant l'Ordovicien inférieur, est également argumenté par l'existence d'orthogneiss calco-alcalins de type « arc » (orthogneiss du Cosquer,  $497 \pm 11$  Ma; orthogneiss de Lanmeur,  $498 \pm 12$  Ma) sur le territoire de la feuille Concarneau (Béchenneec *et al.*, 1996; Guerrot *et al.*, 1997). Néanmoins, ce contexte de convergence est caractérisé aussi par des granitoïdes aux signatures nettement crustales (orthogneiss peralumineux de Nizon,  $489 \pm 5$  Ma et calco-alcalins, Kemper *et, pro-parte* Moëlan,  $485 \pm 6$  Ma) et des granitoïdes sub-alcalins à alcalins (orthogneiss de Ty Lipig,  $483 \pm 10$  Ma et, *pro-parte* Moëlan).

### SILURO-DÉVONIEN : L'ÉVOLUTION ÉO-VARISQUE DANS LE DOMAINE SUD-ARMORICAIN

Sur la feuille Bubry, il n'y a guère de témoin identifiable de cette évolution éo-varisque ; par contre, plus à l'Ouest, dans la région de Quimper (Béchenneec *et al.*, 1999), les plus anciens témoins d'un épisode éo-varisque sont représentés par le « Complexe de la baie d'Audierne » et plus particulièrement par l'Unité de Peumerit. Cette dernière correspond très probablement à un lambeau de lithosphère océanique, formé à l'axe une ride médio-océanique ou arrière-arc, et métamorphisé dans le faciès granulite de haute pression à  $384 \pm 6$  Ma (Peucat *et al.*, 1982). Ce métamorphisme témoigne d'un enfouissement tectonique attribuable à une phase de convergence majeure d'âge Dévonien inférieur à moyen. Cette convergence se traduit aussi, dans la région d'Audierne, par l'empilement tectonique des unités de Trünvel-Tréogat, Peumerit, Languidou-Ty Lan et Penhors. Le prolongement éventuel de ces unités vers l'Est est masqué

par les nombreux leucogranites qui se mettent en place à partir du Carbonifère. Cependant, l'existence d'une phase de convergence et de métamorphisme de haute pression au Silurien et Dévonien, en Bretagne méridionale et Vendée, est également argumentée par les âges obtenues sur les écloğites du complexe des Essart (Sud de Nantes) ( $436 \pm 15$  Ma, Peucat *et al.*, 1982) et sur les schistes bleus de l'île de Groix ( $399 \pm 12$  Ma, Peucat, 1983).

Au Dévono-Carbonifère, la convergence aboutit à une collision continentale, dont témoignent des granites migmatitiques, tel celui de Sainte-Anne-d'Auray ( $321 \pm 4$  Ma datation sur monazite au Moulin de Treuroux, feuille de Baud), et une rétomorphose des paragenèses de haute pression dans un métamorphisme général de type basse/moyenne pression, qui, localement, atteint le faciès amphibolites de haut degré.

### CARBONIFÈRE : L'ÉVOLUTION VARISQUE *s.s.*

Cet épisode est structuralement dominé par l'individualisation des grands cisaillements transcurrents dextres du CSA, qui se développe en contexte de collision continentale. Ils séparent les domaines varisques sud-armoricain, ligéro-sénań et de Bretagne centrale et induisent : (1) la formation d'ultramylonites dans des couloirs axés WNW-ESE ; (2) la naissance de structures ductiles « S/C/L » dans les granites carbonifères ; (3) la verticalisation des structures antérieures.

Le métamorphisme de type basse/moyenne pression et la genèse de leucogranites, sont les autres traits dominants de l'évolution varisque :

– certains granites sont précoces et montrent une nette tendance à l'orthogneissification, tel celui de Saint-Joseph-Pors Poulhan, daté du Carbonifère inférieur ( $338 \pm 10$  Ma), et probablement celui de Plonéour, voire même celui de Pouldergat (carte Quimper, Béchenneć *et al.*, 1999) ;

– d'autres sont plus récents :

- celui de Saint-Thurien, daté à  $316 +5/-3$  Ma (Béchenneć *et al.*, 2001), étiré entre les deux branches principales du CSA présente une texture orthogneissique avec l'association de structures ductiles C/S/L très marquées,
- celui de Pluguffan, daté à  $318 \pm 4$  Ma (Béchenneć *et al.*, 1999), présente une texture orientée et des structures ductiles « S/C/L » ; ces dernières montrent un gradient net du Sud au Nord du massif, devenant de plus en plus marquées à l'approche de la branche principale du CSA, jusqu'à aboutir à des ultramylonites feuilletées,
- celui d'Ergué présente quant à lui un gradient très fort de déformation sud-nord : en effet, sur son flanc nord, ce granite est peu orienté et présente généralement un caractère franchement intrusif dans les autres formations et il semble de plus induire localement, un début d'anatexie dans le



- métagranite de Saint-Thurien ; par contre, sur son flanc sud très rectiligne, il présente des structures ductiles « S/C/L » et passe à des ultramytonites le long de la branche principale sud du CSA,
- les granites de Cascadec et de Koad Loc'h présentent eux aussi, un gradient de déformation sud-nord très resserré avec successivement, depuis la branche septentrionale du CSA, des ultramytonites feuilletées, des faciès à structures ductiles « S/C/L », des faciès orientés et des faciès isotropes,
  - le plus récent de cet ensemble granitique paraît être le granite du Crano dont l'âge a été estimé (datation U-Pb sur zircon) à 300 Ma et qui semble induire dans les métasédiments briovériens environnants un métamorphisme de contact dont les effets se surimposent à ceux du métamorphisme général précoce qui les affecte.

Une remarque : les pressions d'équilibre très faibles déterminées pour la plupart des granites (~ 1 000 bars, soit 3 km) impliquent une mise en place « très haut » dans la croûte. Dans ces conditions, cette mise en place serait franchement postérieure au métamorphisme de faciès amphibolites et interviendrait donc en climat nettement rétromorphique (pendant ou après l'exhumation du bâti). Ceci est corroboré par la géométrie des isogrades du métamorphisme général principal observé sur la carte Bubry, qui est recoupée par les massifs granitiques.

Enfin, à la fin du Carbonifère, après l'exhumation du bâti, se développe une tectonique cassante. Elle se traduit d'une part par des rejeux le long du CSA, qui génèrent d'étroits bassins où se déposent des sédiments stéphaniens (baie des Trépassés ; Quimper) et d'autre part par l'individualisation d'un système de failles conjuguées axées NW-SE et NE-SW (dont le système Kerforne et le faisceau de Quessoy – Nort-sur-Erdre). Ces failles, initiées au Carbonifère, seront actives aussi par la suite à différentes périodes, mais dès cette époque, elles jouent essentiellement en décrochement, respectivement dextre et sénestre, et induisent ainsi, localement, la formation de petits bassins à sédimentation clastique terrigène carbonifère (Kergogn, Gouesnac'h, région de Quimper, Béchenec *et al.*, 1999).

### ÉVOLUTION POST-PALÉOZOÏQUE

Cette évolution demeure assez mal connue dans le Massif armoricain. Au Mésozoïque, d'épaisses séries triasiques et jurassiques se déposent dans les bassins de la Manche et de l'Aquitaine, mais aucun témoin de ces transgressions mésozoïques n'est connu sur la péninsule bretonne. Seuls des filons de dolérite, de direction NW-SE et localement (le Conquet) datés à 205 Ma (Trias supérieur-Lias inférieur, Bellon *et al.*, 1985), témoignent de cette période d'extension qui pré luderait à l'ouverture de l'Atlantique.

## GÉODYNAMIQUE RÉCENTE

Au Cénozoïque, la région apparaît surtout continentale (Durand, 1960 ; Estéoule-Choux, 1970). Ainsi, de rares altérites continentales résiduelles, associées à des occurrences de fer (« minière ») qui renferment entre autres de la goéthite et de la limonite, pourraient correspondre à la fin du Mésozoïque ou au début du Cénozoïque. L'Éocène, quant à lui, est surtout marqué par une altération importante du substrat, qui détermine des profils latéritiques. Cependant, localement, les rejeux essentiellement verticaux le long des accidents NW-SE, tels ceux du système Kerforme, déterminent la naissance de grabens où se développe une sédimentation essentiellement argilo-sableuse avec de minces niveaux de lignite. De même, sur le plateau continental, (Bouysse et Horn, 1971 ; Boillot et Lefort, 1976 ; Delanoë, 1988) apparaissent les témoins de transgressions marines qui s'avancent sur les marges sud-armoricaines à l'Éocène, à l'Oligocène et au Miocène ; il est d'ailleurs probable que lors des transgressions éocènes, la mer ait réalisé de brèves incursions jusqu'au Sud de Quimper, dans le bassin de Toulven.

Dans la région de Bubry, la période éocène est probablement la période d'altération des roches du socle, sous des climats chauds et humides (altération lessivante). Cette altération se traduit par le développement d'un épais manteau d'altérites dont il subsiste de rares bases de profils. Les failles hercyniennes de direction armoricaine (NW-SE) sont réactivées par des fonctionnements transtensifs et la composante normale des mouvements décale verticalement la surface d'altération éocène de 100 m.

La fin des périodes d'altération lessivante est marquée par l'apparition de silicifications supergènes, la silice étant le premier minéral à cristalliser lors de périodes de précipitations. Pour R. Wyns et F. Guillocheau (1999), la silicification et le confinement sont, en Europe, caractéristiques d'une subsidence lithosphérique. Ces silicifications, d'âge supposé éocène moyen, ne sont guère observées sur la carte Bubry, si ce n'est ponctuellement près de Pontivy, mais elles sont plus développées vers l'Ouest, sur la feuille Rosporden. Les mouvements tectoniques tardifs syn- à post-Éocène s'effectuent suivant des décrochements NW-SE et NE-SW et semblent isoler ou déplacer quelques placages résiduels d'altérites (dispositif « en touches de piano »).

L'absence de sables rouges pliocènes à l'Ouest de la Laïta, n'implique pas que les plateaux de Cornouaille n'aient pas été atteints par les transgressions marines à la fin du Tertiaire. En effet, de rares témoins de faciès marins sont connus jusqu'à 220 m d'altitude, dans les bassins versants de l'Aven et de l'Isolle (Hallégouët, 1972) ; de même, une ancienne ligne de rivage a été reconnue en Bretagne centrale, vers cette même altitude, au Sud du Méné (Guilcher *et al.*, 1975) ; durant cette même période au Sud de cette ligne de rivage ne subsistaient que quelques îles, comme la butte de Brecoray et les hauteurs de Cascadec (carte

Rosporden, Béchenec *et al.*, 2001). Cependant, une opposition certaine apparaît entre la Basse-Bretagne (à l'Ouest de l'accident NW-SE du Quesnoy – Nort-sur-Erdre) relativement stable et la Haute-Bretagne relativement abaissée et affectée par de nombreux petits bassins tectoniques fini-tertiaires où sont conservés les dépôts marins ou fluvio-marins mio-pliocènes tel celui de Réguiny (Van Vliet-Lanoë *et al.*, 1998 et 2002 ; Thomas et Le Berre 2008).

Date	Localisation épiscopale	Intensité épiscopale
19/04/1705	Bieuzy	?
14/05/1878	E. Plouay	5
20/05/1916	W. Plouay	5
20/01/1921	Kergrist (pays de Pontivy)	4,5
02/12/1923	Neulliac (pays de Pontivy)	5
26/11/1925	Pontivy	?
03/01/1929	Josselin	5
29/10/1929	Elven	4,5
07/02/1932	Josselin	5
15/10/1945	Baud	5

Au Quaternaire, avec le début des cycles glaciaires, vers 2,4 Ma, le contexte régional change et plusieurs phases d'incision se succèdent. Au début du Prétiglien apparaît le premier signe de régression imputable à l'existence de glaciers importants, voire de calottes glaciaires, dans l'hémisphère nord. La région connaît depuis, une alternance de périodes froides associées à des climats péri-glaciaires et de périodes tempérées inter-glaciaires. Pendant les périodes froides, la ligne de rivage est plus basse, laissant émerger une partie du plateau continental, alors que sur le continent, le gel provoque la fracturation des roches affleurantes et permet le transit de matériaux sur les versants, par cryoturbation, fauchage et gélifluxion. Ce sont ces périodes froides qui ont provoquées le dépôt des « heads ». Pendant les périodes tempérées inter-glaciaires, les niveaux des mers sont proches de l'actuel.

L'Holocène (inter-glaciaire actuel) marque le retour d'un climat tempéré depuis environ 10 000 ans. Si la fin de la dernière glaciation (tardiglaciaire du Weichsélien) est mal connue, (pas de niveaux riches en pollens permettant une datation et une connaissance de l'environnement), on dispose de nombreuses informations sur la flore et les variations du niveau marin depuis le Boréal, à partir de 8 000 ans BP (Morzadec-Kerfourn, 1974 ; Ters, 1973). La ligne du rivage est ainsi remontée de 80 m au moins, jusqu'à 0 m, niveau actuel ; quelques oscillations intermédiaires montrent que la transgression flandrienne

s'est développée en plusieurs phases. De ce fait, les principales vallées des rivières côtières se prolongent en mer, ce réseau de paléovallées ayant été creusé lors de périodes froides, en relation avec les abaissements importants du niveau marin, notamment au Weichsélien.

### *DÉFORMATIONS ET CONTRAINTES RÉGIONALES ACTUELLES*

Les mécanismes au foyer calculés pour l'ensemble du domaine sud-armoricain déterminent principalement des mouvements normaux décrochants (Nicolas *et al.*, 1990 ; Grellet *et al.*, 1993). Un mécanisme normal très faiblement décrochant est positionné sur la faille de la branche sud du Cisaillement sud-armoricain, à environ 100 km au Sud-Est (mécanisme n° 58 *in* Grellet *et al.*, 1993). Le jeu normal est associé à une faille d'orientation NW-SE, ce qui traduit la bonne concordance entre la direction des plans nodaux et la direction des failles existantes. Le contexte sismotectonique de la carte de Bubry est donc cohérent avec le régime de déformation distensif-décrochant du Massif sud-armoricain. Il est cependant difficile d'établir des liens précis entre le mouvement des failles locales et les données de la sismicité.

## **GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT**

### *OCCUPATION DU SOL*

La région couverte par la feuille Bubry est scindée en deux parties d'importance inégale, avec à l'Ouest de la vallée du Blavet une zone à la topographie contrastée, domaine des granites et à l'Est une zone aux reliefs mous, domaine des micaschistes briovériens. Le grand axe structurant que constitue la D768 (4 voies) suit presque cette limite et permet une liaison rapide depuis Lorient et Baud jusqu'à Pontivy et Saint-Brieuc, alors qu'en limite méridionale de la feuille, la N24 (4 voies) est elle-même un grand axe structurant qui joint Lorient et Baud à Rennes. Par ailleurs, le réseau secondaire est dense et favorise les liaisons entre les principales bourgades et les hameaux.

Cette région apparaît essentiellement vouée à l'agriculture : le paysage traduit une forte activité agricole avec, soit des pâturages à bovins dans les zones les plus accidentées, soit de vastes champs où prédomine souvent la culture de maïs, notamment dans le quart oriental de la feuille. De ce fait, les industries agro-alimentaires forment l'essentiel du tissu industriel de la région ; des unités de transformation sont ainsi fortement implantées notamment à Baud et Pontivy.

Cependant, les bois, principalement de résineux mais aussi de chênes et de hêtres, occupent également de vastes étendues dans la partie occidentale de la feuille, notamment dans son angle sud-ouest entre Quistinic et les hauteurs de

Coët-Roc'h, au Nord et à l'Est de cette même bourgade sur les hauteurs de Mané-er-Lann, des Landes de Coëtano et des Landes de Kerbras ; ils sont bien implantés aussi, entre Bubry et Persquen et dans la région de Melrand à flanc du coteau sud de la Sarre ; enfin, ils habillent largement les reliefs situés au Sud de Guern et les Landes du Crano.

Cet aspect « nature sauvage » a favorisé le développement d'un « tourisme vert » dans cette région fréquentée, notamment, par de nombreux britanniques et par des amateurs de pêche et de randonnées, pédestres ou cavalières. Enfin, Il faut aussi souligner un exceptionnel développement des activités cyclotourisme favorisé notamment par l'aménagement de l'ancien chemin de halage sur la rive orientale du Blavet, chemin qui permet de traverser la carte du Sud au Nord depuis les environs de Baud jusqu'à Pontivy.

## *RISQUES NATURELS*

### **Sismicité**

La sismicité historique de la région de Bubry est extraite de la base de données SisFrance (base nationale de la macrosismicité française gérée par le BRGM).

### **Inondation**

Le risque d'inondation est relativement important dans les parties basses de certaines vallées alluviales, qui servent naturellement d'exutoires aux trop-pleins éventuels dus à une pluviométrie occasionnellement intense ; cependant, ceci peut être problématique là où des activités ou des habitations se sont implantées au cœur même des vallées et notamment le long du Blavet :

- la zone industrielle du Sud de Pontivy est clairement en zone inondable ;
- le bas du bourg de Saint-Nicolas-des-Eaux peut être atteint en cas de crue exceptionnelle ;
- certaines habitations à Pont-Augan sont aussi susceptibles d'être concernées.

Le long de la Sarre, la principale zone sensible concerne le hameau de Kerstraquel, au bas du bourg de Melrand.

## RESSOURCES EN EAU

### Les aquifères du socle breton

Le sous-sol de la Bretagne est constitué de roches dures anciennes dites « de socle ». Dans ces roches il existe des eaux souterraines situées dans des aquifères de socle.

Un système aquifère, c'est à la fois un réservoir capable d'emmagasiner des volumes plus ou moins importants d'eau provenant des pluies infiltrées, et un conducteur permettant les écoulements souterrains et la vidange progressive du réservoir vers ses exutoires naturels que sont les rivières.

Au concept classique d'aquifères discontinus de socle contrôlés par des fractures verticales d'origine tectonique plus ou moins profondes (des fractures ouvertes et productrices à plus de 200 m ont été identifiées en Bretagne dans le cadre du projet RAPSODI : Recherche d'Aquifères Profonds dans le SOcle dans le Département d'Ille-et-Vilaine ; Carn-Dheilley *et al.*, 2008), est venu s'ajouter un nouveau concept d'aquifère continu multicouches pour la partie haute du socle (tranche 0-100 m) contrôlé par l'altération supergène (Lachassagne *et al.*, 2001).

En milieu de socle, cet aquifère multicouches comprend l'horizon des altérites meubles et l'horizon fissuré (*cf.* fig. 25). Les fonctions capacitive et transmissive sont le plus souvent séparées :

- le rôle de réservoir (fonction capacitive : emmagasinement de l'eau de pluie) est assuré principalement par l'altération de la roche en place (« altérites » sur la figure 25, à porosité importante et faible perméabilité), développée depuis la surface sur, parfois, plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur ;
- tandis que l'eau circule surtout par le réseau de fissures et fractures existant plus bas (fonctions capacitive et transmissive), dans la roche saine plus ou moins atteinte par l'altération (« horizon fissuré » sur la figure 25, à porosité plus faible mais cependant significative (1 à 5 %) et à perméabilité plus importante ( $10^{-4}$  à  $10^{-6}$  m/s)).

En Bretagne les eaux souterraines sont donc situées au sein de deux aquifères superposés et en contact permanent : celui des altérites et celui du milieu fissuré (les eaux souterraines de l'horizon fissuré provenant soit des eaux issues de l'horizon des altérites sus-jacent quand les altérites sont en place, soit des pluies infiltrées quand les altérites n'existent pas en surface).

Ces horizons d'altération peuvent être considérés, à l'échelle régionale, comme parallèles à la paléosurface contemporaine de l'altération.

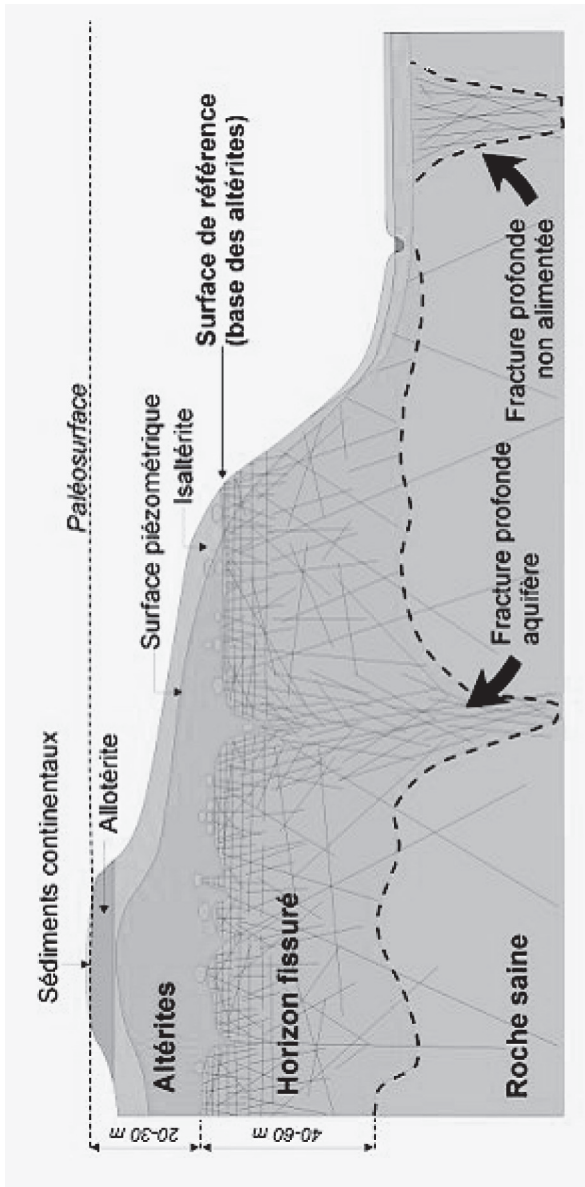


Fig. 25 - Modèle conceptuel des altérations supergènes en domaine granitique (R. Wynn *et al.*, 1998 et 2004)

Sur la carte de Bubry, les altérites semblent être bien développées sur toutes les formations de socle : granites, leucogranites, et micaschistes. Cette information provient du projet SILURES Bretagne (Système d'Information pour la Localisation et l'Utilisation des Ressources en Eau Souterraine ; Mougin *et al.*, 2008) qui a permis de cartographier à l'échelle du 1/250 000 la présence probable d'altérites sur la région Bretagne ; présence qu'il est nécessaire de cartographier plus précisément au 1/25 000 grâce à des levés géologiques sur le terrain (cela permettrait par exemple de mieux appréhender la vulnérabilité des aquifères).

La recharge en eau de chaque aquifère est assurée par une partie de l'eau de pluie qui tombe à la surface du sol qui le surplombe directement. Le pourcentage d'eau de pluie qui s'infiltré est très variable d'un secteur à l'autre, évoluant de 10 à 40 % (modélisations effectuées sur 70 rivières bretonnes dans le cadre du projet SILURES Bretagne ; Mougin *et al.*, 2008), en fonction de la pente, de l'occupation du sol, de la nature des terrains. On peut considérer qu'en Bretagne il y a cohérence entre le bassin versant topographique et souterrain.

L'eau de pluie qui s'infiltré, participe tout d'abord, à la recharge de la réserve utile en eau du sol (évaluée fréquemment à 100 mm). Lorsque ce stock est pourvu, l'eau peut alors s'écouler selon la verticale, à travers le milieu non saturé du sous-sol (partie du sous-sol située entre le sol et la surface de la nappe) selon une vitesse de 1 à 3 m/an, vers le milieu saturé en profondeur (la nappe souterraine), participant ainsi à sa recharge. Selon la période de l'année, la profondeur de la nappe varie entre des niveaux hauts l'hiver et bas l'été (*cf.* notamment chapitre 5).

L'eau suit alors un trajet à dominante horizontale, à une vitesse de 0,05 à 0,5 m/jour vers l'exutoire le plus proche (source, rivière, captage, forage...). La vitesse de déplacement de l'eau dans la nappe varie en fonction de sa pente, de la perméabilité des terrains traversés, de la taille des fissures et du nombre d'obstacles rencontrés par le filet d'eau. Globalement, cette vitesse est relativement lente, et le temps nécessaire au renouvellement du volume d'eau contenu dans un aquifère donné, est généralement long, de l'ordre de 10 à 30 ans en moyenne. Toutefois, l'eau infiltrée dans le sous-sol tout près de l'exutoire peut s'y retrouver relativement vite.

À titre d'exemple (Mougin *et al.*, 2004), le BRGM a calculé que le volume d'eau souterraine présent dans les 50 premiers mètres du sous-sol du bassin versant du Coët-Dan (superficie 12,5 km<sup>2</sup> ; *cf.* localisation sur la figure 26) était d'environ 10 millions de m<sup>3</sup>. Le temps de renouvellement de cette quantité d'eau souterraine (temps de transit de l'eau dans la zone non saturée + temps de vidange des 10 millions de m<sup>3</sup>) est estimé à environ 7,5 ans. Le bassin du Coët-Dan est localisé à l'Est immédiat de la feuille de Bubry, et il est positionné sur les Formations du Briovérien.



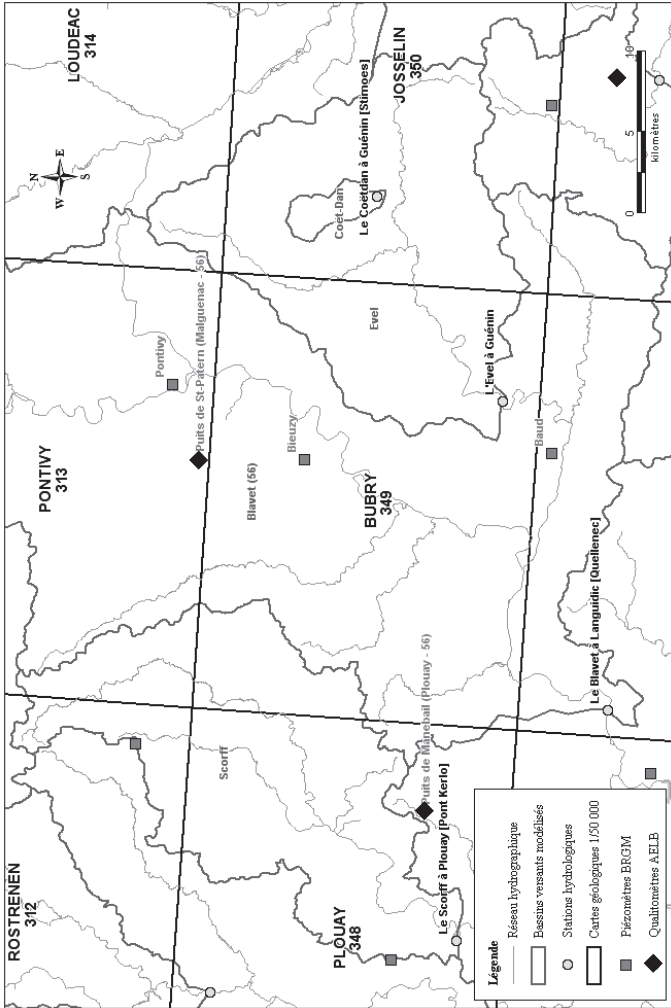


Fig. 26A - Localisation des bassins versants modélisés (carte) et résultats obtenus (tableau - Fig. 26B)

Rivière	Dépt	Station hydrologique	Numéro station	Superficie BV (km <sup>2</sup> )	Période modélisation	Pluie totale (mm/an)	Evapo-transpiration réelle (mm/an)	Pluie efficace (mm/an)	Écoulement rapide (mm/an)	Écoulement rapide (%)	Écoulement lent (mm/an)	Écoulement lent (%)
Blavet	56-22	Languidic [Quellenec]	J5712130	1951	1995-2003	1069	604	465	205	44	260	56
Scorff	56-29	Plouay (Pont Kerlo)	J5102210	300	1994-2000	1288	611	677	340	50	337	50
Evel	56	Guénin	J5613010	316	1995-2000	953	560	393	190	48.5	203	51.5
Coët-Dan	56	Guénin (Simoës)	J5606810	11.9	1995-1999	872	553	319	131.5	41	187.5	59

Fig. 26B - Localisation des bassins versants modélisés (carte) et résultats obtenus (tableau)

Cette lenteur du transit de l'eau au sein des réservoirs aquifères souterrains, présente l'intérêt de les rendre moins sensibles et dépendants des aléas climatiques que les cours d'eau. Elle influe également sur l'évolution de la qualité chimique de l'eau de surface : les teneurs en certains éléments chimiques, par exemple les nitrates observés à un exutoire, rendent compte des effets des pratiques agricoles de la (ou des) décennie(s) précédente(s). Toute modification des pratiques azotées aura une répercussion décalée dans le temps.

## **La participation des eaux souterraines aux débits des rivières**

À proximité de la feuille de Bubry, les écoulements de quatre rivières ont été étudiés dans le cadre du projet SILURES Bretagne (Blavet, Scorff, Evel et Coët-Dan ; Mougin *et al.*, 2008). Les débits journaliers des cours d'eau ont été décomposés en écoulement de surface et en écoulement souterrain. Ce travail a permis d'estimer la participation globale annuelle des eaux souterraines aux débits des rivières. Celle-ci varie de 50 à 59 % (respectivement bassin versant du Scorff, et du Coët-Dan). Les résultats sont consignés dans le tableau ci-dessous (fig. 26).

## **Les captages d'eau souterraine**

### **Les puits**

Les puits sont des ouvrages verticaux peu profonds à parois maçonnées et réalisés en gros diamètre.

Traditionnellement, ils traversent les niveaux d'altération des formations du socle sur quelques mètres de profondeur (altérites et partie supérieure de l'horizon fissuré) et :

- recourent le toit de la nappe : les débits sont alors faibles (de l'ordre de quelques m<sup>3</sup>/jour) et l'exploitation de l'eau repose sur l'effet capacitif de l'ouvrage ;
- ou coiffent des émergences de sources : de nombreuses adductions d'eau potable en Bretagne sont établies à partir de ce type d'ouvrage et les débits journaliers sont très variables de l'ordre de quelques m<sup>3</sup> à 250 m<sup>3</sup>.

Les puits sont très sensibles :

- aux variations saisonnières (maximum de débit en hiver et minimum en automne) et climatiques (baisse marquée des niveaux des nappes en période de sécheresse prolongée, pouvant aller jusqu'à l'assèchement temporaire de l'ouvrage) ;
- à la pollution de l'eau, principalement par les nitrates et pesticides.

## Les forages

Depuis l'apparition, à la fin des années 1970, des techniques de foration rapide à l'air comprimé (marteau fond de trou), les forages réalisés dans le socle se multiplient, les résultats obtenus sont souvent modestes en raison de la nature des écoulements souterrains en milieu de socle, mais ils sont suffisants pour répondre aux besoins locaux.

On connaît la profondeur et le débit en fin de foration (débit instantané) pour 201 forages sur le territoire de la feuille de Bubry. Les formations géologiques ont été renseignées par les moyennes des débits et profondeurs calculées de ces forages (*cf.* fig. 27).

La profondeur moyenne des ouvrages est de 47,6 m (valeurs extrêmes : 17 et 138 m) et le débit instantané moyen : 5,2 m<sup>3</sup>/h (valeurs extrêmes : 0,2 et 45 m<sup>3</sup>/h). Six forages ont une profondeur égale ou supérieure à 100 m. On notera que les forages sont, en moyenne, profonds entre 40 et 64 m. Ceci est dû à la nature de l'altération des formations géologiques de la carte qui conduisent à l'approfondissement des ouvrages pour obtenir les débits recherchés (autour de 5 m<sup>3</sup>/h).

Ce sont les micaschistes moyens-fins et grossiers du Briovérien et le granite du Crano qui sont les plus performants avec un débit moyen entre 7,0 et 8,2 m<sup>3</sup>/h, pour une profondeur moyenne relativement élevée de 64 m pour les micaschistes et assez faible de 40 m pour le granite du Crano.

Viennent ensuite trois formations à résultats similaires (micaschistes fins lustrés et schistes du Briovérien, Leucogranites et granites à tendance anatectique) : débit moyen d'environ 5 m<sup>3</sup>/h pour une profondeur moyenne de foration de 52 m.

Peu ou pas d'ouvrages traversent les quatre formations géologiques restantes, aussi les moyennes annoncées sont à prendre à titre indicatif.

Pour aller un peu plus loin dans cette analyse, tous les forages bretons recoupant les formations géologiques présentes sur la feuille Bubry ont été étudiés (1 225 forages recensés). De la même façon, les formations géologiques ont été renseignées par les moyennes des débits et profondeurs calculées de ces forages (*cf.* fig. 28).

Au niveau régional, les trois formations du Briovérien décrites sur la feuille Bubry sont rassemblées en une seule, et les trois formations granitiques sont regroupées pour constituer les « massifs de Scaër, Pontivy, Lizio, Séglien, Odet, Guéhenno, Langonnet ». Ces assemblages correspondent ainsi à des ensembles litho-stratigraphiques et tectono-métamorphiques décrits au 1/250 000 (Rabu *et al.*, 2001).



Unité géologique	Sigles	Nombre de forages	Débit moyen (m <sup>3</sup> /h)	Profondeur moyenne (m)	Débit moyen du meilleur quartile (m <sup>3</sup> /h)
Métagranite de Saint-Thurien	M $\gamma^3$ T	15	16.0	50.4	44.0
Granite d'Ergué-Languidic	$\gamma^{3AI}$ EL	78	8.4	52.5	23.0
Micaschistes fins lustrés et schistes du Briovérien	$\xi$ -Sb	837	7.2	59.2	16.8
Micaschistes moyens-fins et grossiers du Briovérien	$\xi_b$ et $\xi_b^{AI}$				
Granite du Crano	$g^p\gamma^3$	178	5.2	50.1	12.1
Leucogranites (Cascadec, Inguiniel, Locmaria, Baud)	$\gamma^{3AI}$ $\gamma^3$ $\gamma^{3-4}$ L $L\gamma^{2-3}$				
Granites à tendance anatectique (Guern, Saint-Tugdual, Quelven)	$\gamma^3G$ $\gamma^{3-4}$ T $\gamma^{2-3}$				
Micaschistes de la Formation d'Eiliant	$\xi E$ $\xi$ - $\xi E$	21	4.2	53.5	10.0
Orthogneiss de Lanvaux	$\lambda\xi\gamma^{3-4}$	96	3.8	58.4	8.2
<b>Total et moyennes</b>		<b>1225</b>	<b>7.5</b>	<b>54.0</b>	<b>19.0</b>

Fig. 28 - Résultats des forages réalisés dans les formations géologiques recoupant la feuille de Bubry

Le débit moyen du meilleur quartile (moyenne des débits des 25 % « meilleurs forages » de chaque population concernée) a également été calculé (cf. colonnes de droite des fig. 27 et 28).

Ce paramètre varie de façon très significative en Bretagne : de moins de 10 m<sup>3</sup>/h à plus de 40 m<sup>3</sup>/h. On peut considérer que cette valeur, atteinte par le quart des forages implantés au hasard, était suffisamment fréquente pour correspondre à des conditions aquifères d'une certaine extension et ce paramètre pourrait être représentatif de la perméabilité des axes de drainage souterrain.

On constate que les micaschistes de la Formation d'Elliant et les orthogneiss de Lanvaux semblent être moins conducteurs ; les déstockages par le milieu fissuré profond seront donc plus lents. À l'inverse, les deux formations granitiques (métagranite de Saint-Thurien et granite d'Ergué-Languidic), qui occupent la partie sud-est de la feuille Bubry, sont vraisemblablement plus conductrices et la vidange des stocks d'eau et le renouvellement des réserves souterraines doivent être plus rapides que dans ces micaschistes et ces orthogneiss.

Les autres formations géologiques ont des comportements intermédiaires (micaschistes du Briovérien, et les autres formations granitiques regroupées).

Le classement des formations les plus productives aux moins productives donnerait l'ordre suivant : métagranite de Saint-Thurien, granite d'Ergué-Languidic, granite du Crano, micaschistes du Briovérien (micaschistes moyens-fins et grossiers, puis micaschistes fins lustrés et schistes), leucogranites, granites à tendance anatectique, micaschistes de la Formation d'Elliant et orthogneiss de Lanvaux.

Les débits mentionnés ci-dessus sont des débits instantanés mesurés en fin de foration (suite à un soufflage). Mais il faut distinguer ce **débit instantané**, qui rend compte de l'intensité de la fissuration et de la fracturation locale autour de l'ouvrage et le **débit d'exploitation pérenne** qui correspond au débit que l'on pourra pomper en continu dans l'aquifère. Ce dernier est toujours sensiblement inférieur au débit instantané.

### **Les captages d'alimentation en eau potable (AEP)**

Sur la commune de Bubry, deux forages sont exploités pour l'adduction d'eau potable. Les forages recoupent le granite de Cascadec (massifs de Cascadec, Inguiniel, Locmaria et Baud) (fig. 29).

Commune	Lieu-dit	N° BSS (N° SISE-Eaux)	Nature de l'ouvrage	Profondeur (m)	Débit annuel en m <sup>3</sup> (2010)	Teneur en nitrates moyenne en mg/l (période concernée)
BUBRY	KERPICAUT	03495X0026/P1 (056000232)	Puits	7,1	73 000	41 (2009)
BUBRY	BRAMBAZO (KERPICAUT)	03495X0020/F (056000694)	Forage	42	54 750	?

Fig. 29 - Liste des captages d'alimentation en eau potable

### La qualité chimique de l'eau souterraine

Du point de vue bactériologique, l'eau souterraine obtenue à partir des forages de Bretagne est de bonne qualité, sous réserve que des précautions élémentaires soient prises lors de l'implantation des ouvrages, pendant leur réalisation et au cours de leur exploitation (les bonnes pratiques sont définies dans la norme AFNOR X10-999 d'avril 2007). À l'inverse, il faut souligner que les forages réalisés sans précaution peuvent être autant de foyers potentiels de pollution.

Du point de vue physico-chimique, les caractéristiques de l'eau souterraine de Bretagne sont similaires quelle que soit la nature de la roche-mère : minéralisation assez faible (conductivité de 100 à 400  $\mu\text{S}/\text{cm}$ ) et une agressivité marquée : la teneur en  $\text{CO}_2$  libre est fréquemment comprise entre 15 et 30 mg/l, le pH entre 5 et 6,5. C'est une eau douce dont le degré hydrotimétrique (dureté totale) est de l'ordre de 5 à 10 degrés français.

Par ailleurs, cette eau souterraine montre souvent des teneurs élevées en fer et, à un degré moindre, en manganèse, ce qui, pour certaines utilisations, peut nécessiter un traitement.

D'une manière générale, la présence de fer est l'indice d'un phénomène de dénitrification naturelle au sein de la nappe : ce phénomène est lié à des réactions biochimiques, engendrées par la présence de pyrite en profondeur ( $\text{FeS}_2$ ). La durée de vie des phénomènes de dénitrification naturelle en sous-sol est limitée (fonction de la teneur en pyrite), elle est probablement chiffrable en décennies, peut-être en siècles.

Quelle que soit la durée de vie des phénomènes de dénitrification naturelle, ceux-ci ne dispensent pas de lutter contre les causes des pollutions, mais laissent un délai pour agir.

L'eau exhaurée, si elle est riche en fer ne contient alors pas de nitrates. Pour la santé, ces derniers sont néfastes alors que le fer ne l'est pas, mais il entraîne des problèmes de précipités (couleur rouille) dans le forage et les installations. Toutefois le traitement du fer est beaucoup plus aisé et moins onéreux que celui des nitrates.



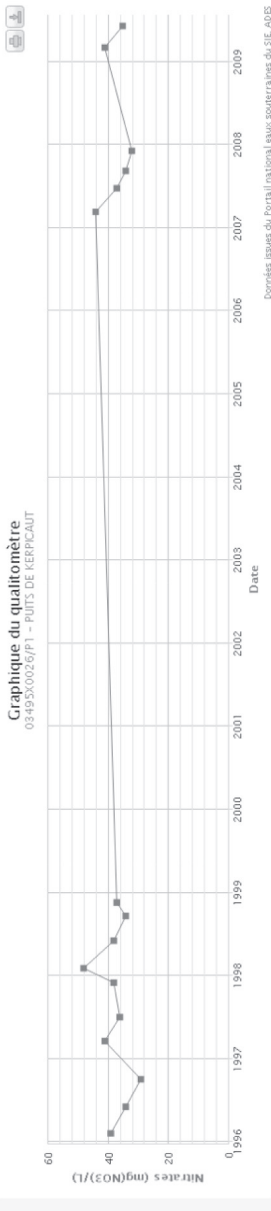
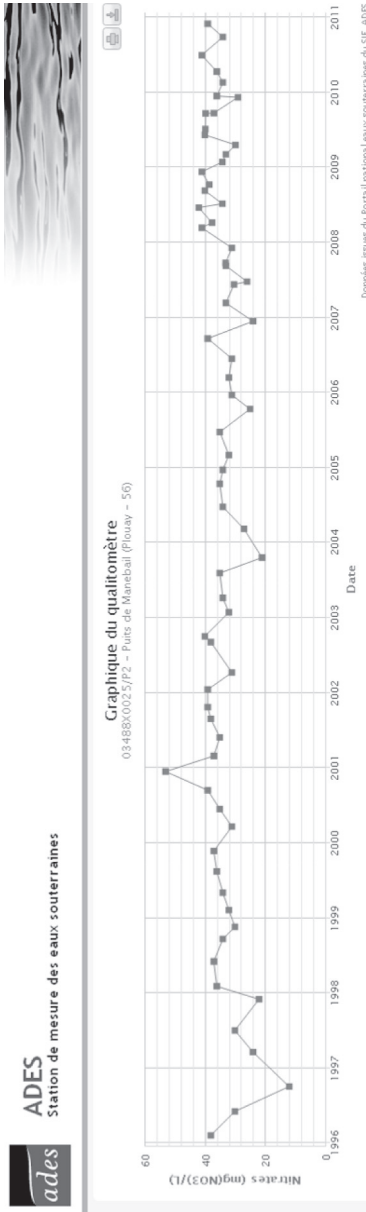


Fig. 30 - Teneur en nitrates au niveau du puits de Kerpicaut à Bubry. Source : ARS56



**Fig. 31 - Teneur en nitrates au niveau du puits de Manébaïl à Plouay. Sources : ARS56 et AELB**

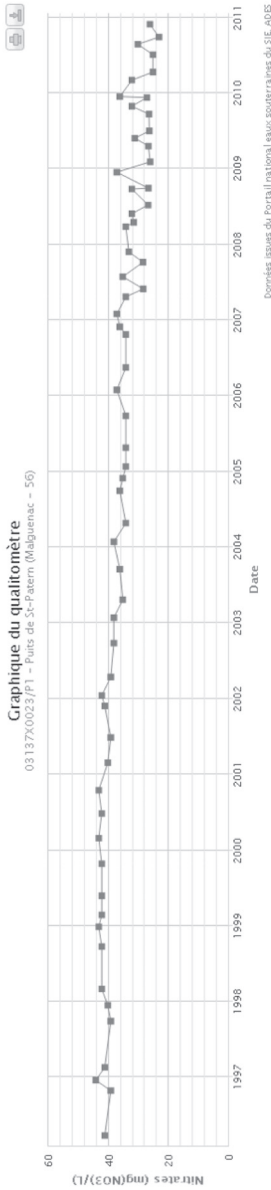


Fig. 32 - Teneur en nitrates au niveau du puits de Saint-Patern à Malguénac. Sources : ARS56 et AELB

Au niveau du site Internet ADES (Accès aux Données sur les Eaux Souterraines, <http://www.ades.eaufrance.fr> puis recherche par code BSS), un suivi régulier de la qualité des eaux souterraines, est opéré par l'agence régionale de Santé du Morbihan (ARS56) et par l'agence de l'eau Loire-Bretagne (AELB) ; il est disponible sur les trois ouvrages suivants :

- point AEP (cf. chapitre 3) : le puits de Kerpicaud situé à Bubry (03495X0026/P1) (fig. 30). Le suivi est effectué depuis février 1996 ;
- qualitomètres Agence : le puits de Manébaïl à Plouay (03488X0025/P2) (fig. 31), suivi depuis février 1996), le puits de Saint-Patern à Malguénac (03137X0023/P1) (fig. 32), suivi depuis mars 1996) ; ces points sont respectivement situés à 5 km à l'Ouest et 0,7 km au Nord de la feuille Bubry (cf. localisations sur la figure 26).

Les analyses du puits à Bubry montrent que, malgré une stabilisation de la qualité des eaux souterraines pour le paramètre nitrates (moyenne de 37 mg/l avec 16 analyses), les teneurs en nitrates peuvent frôler le seuil réglementaire de 50 mg/l (maximum à 48 mg/l).

Il en est de même pour le puits à Plouay (moyenne de 34 mg/l avec 69 analyses, et maximum à 53 mg/l).

Pour le puits à Malguénac, il y a une diminution des teneurs de nitrates (environ -15 mg/l en 15 ans, et moyenne de 35 mg/l avec 62 analyses).

L'évolution de la qualité chimique des eaux souterraine sur la feuille Bubry ne peut être évaluée en raison du manque de point d'observation et parce que ces trois points (captages AEP en service en 2011) sont situés dans des environnements protégés par des périmètres de protection qui favorisent l'amélioration ou la stabilisation des concentrations en nitrates.

### **Le suivi des niveaux des nappes**

Le BRGM est chargé du suivi national des niveaux de nappe. En Bretagne, le réseau piézométrique, permettant d'assurer cette mission, est composé de 52 stations télétransmises. Sur et à proximité immédiate de la feuille de Bubry, sont situés les trois ouvrages suivants (cf. localisation sur la figure 26) :

- le piézomètre de Saint-Samson situé sur la commune de Bieuzy (03493X0013/F), suivi depuis le 01/01/1990 (suivi effectué par l'ancienne direction départementale de l'agriculture et de la forêt du Morbihan jusqu'au 15/11/2004 puis par le BRGM à partir du 16/11/2004) ;
- le piézomètre du parc du Scaouët situé sur la commune de Baud (03843X0021/PZ), suivi depuis le 16/12/2003 (suivi BRGM) ;

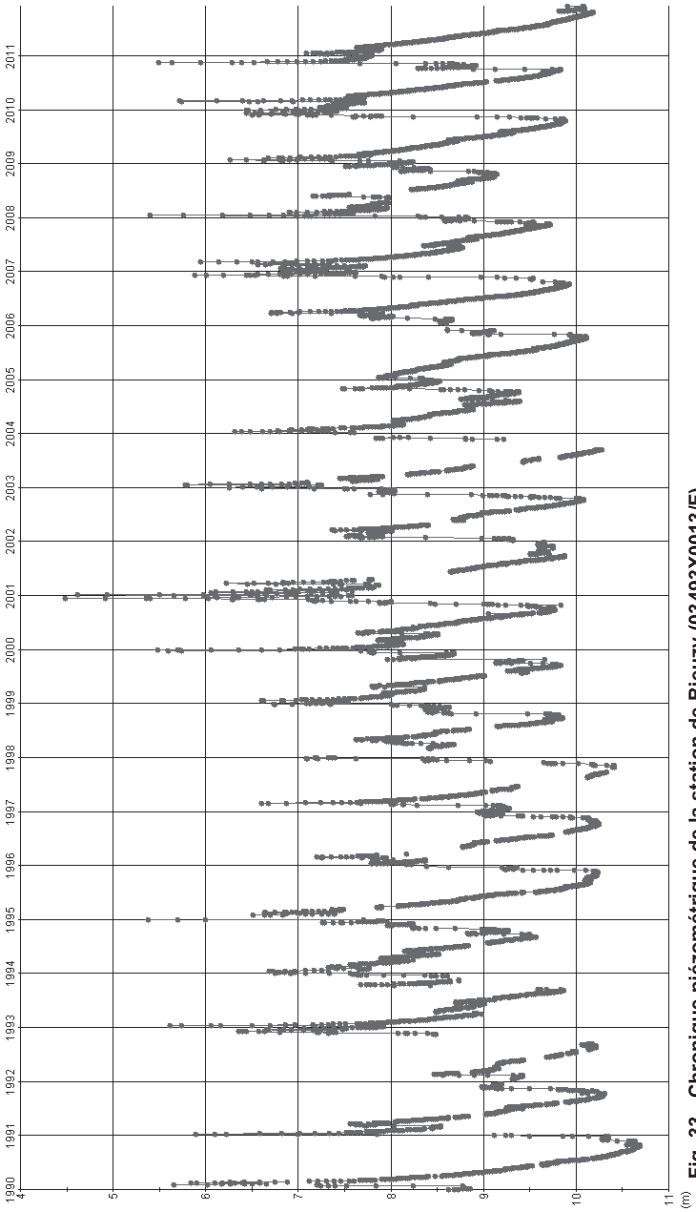


Fig. 33 - Chronique piézométrique de la station de Bieuzy (03493X0013/F)

– le piézomètre du Gros Chêne situé sur la commune de Pontivy (03137X0026/PZ), suivi depuis le 16/12/2003 (suivi BRGM).

Le piézomètre de Bieuzy est implanté dans le granite du Crano (massifs du Crano, de Pontivy, et du Croisty). Celui de Baud est implanté dans les micaschistes de la Formation d'Elliant. Celui de Pontivy est implanté dans les micaschistes de la Formation du Briovérien.

Le suivi des niveaux de nappe à Bieuzy (fig. 33) montre qu'ils plus ou moins réactifs aux précipitations (quelques successions resserrées dans le temps de recharges et de vidanges) et qu'ils suivent un cycle annuel (montée-descente). La profondeur de la nappe varie entre 4,5 et 10,7 m, le battement moyen annuel est de 4,0 m (période 1990-2011).

On observe également des cycles piézométriques pluriannuels qui dépendent des successions d'années humides et d'années sèches.

## *SUBSTANCES UTILES ET CARRIÈRES*

### **Granulats-moellons**

Nombre de petites carrières et grattages, maintenant abandonnés, sont dispersés dans les différents massifs granitiques de la carte. Les plus importantes et les plus nombreuses sont cependant situées au cœur du granite de Cascadec notamment au Nord-Ouest de Baud à l'extrémité orientale du massif principal et dans le petit massif circonscrit de Maneguen au Nord-Est de Guénin. Actuellement, une seule de ces carrières est encore en activité à Kerbondou et produit principalement des pierres de taille pour cheminées ou murets.

Des carrières relativement importantes ont exploité aussi le petit massif de granite à tendance quartzodioritique de Boternau, notamment à Boternau et à Kermorheven. Enfin, d'anciennes carrières d'importance sont aussi présentes dans le massif de granite de Guern tel à Pradigo et Kermouellic. Le granite du Crano a été exploité en carrière à Kercadoret et à Kerroc'h et à l'extrême nord de la carte, à Kerhiec, il est toujours en cours d'exploitation pour les granulats.

Les micaschistes briovériens ont eux-mêmes été exploités et utilisés, principalement, comme remblais pour les chemins agricoles, tel au Nord de Remungol à Kervelin et à Kerbouillas, et au Nord de Moustoir-Remungol à Kergoff ; ils sont encore exploités épisodiquement et ponctuellement pour ce faire, à Lesterlué.

## GÎTES ET INDICES MINÉRAUX

### Uranium-plomb-zinc-étain

Les minéralisations uranifères ou plombo-uranifères sont bien connues dans ce secteur. En effet des recherches artisanales réalisées dans la région au cours des années 50 ont mis en évidence de nombreux indices uranifères, dont une quinzaine ont été exploités en galeries entre 1960 et 1980 (Marcoux 1980).

Sur la carte Bubry, l'une des plus importantes exploitation a été réalisée à Prat-Mérien en Persquen où la minéralisation uranifère est associée à des amas d'épisyénites.

Un autre gisement important d'uranium a été exploité à l'Ouest de Guern, à Quistiave, où la structure minéralisée correspond à deux structures filoniennes orientées au 130 et distantes de 80 m ; ici le minerai d'uranium est de la pechblende ou des gummities et des coffinites, associées à de la galène, de la blende, de la pyrite, de la chalcopyrite et de la marcassite.

D'autres petites exploitations artisanales d'uranium sont connues à Manémabo près de Quistinic et au Sud de Persquen à Ty-Gallen-Keryacoff.

Des indices de plomb-zinc ont été reconnus aussi :

– dans la région de Locrio à l'Ouest de Guern, notamment à Mané-tanguy et à Kerhiéc ; associé à des filons de quartz en stockwerk, cet indice comprend de la blende et de la galène, mais aussi de la marcassite, de la pyrite, de la chalcopyrite et du mispickel ;

– entre Bieuzy et Melrand, notamment près de Saint-Fiacre et à Locmaria, où ils sont associés à des filons de quartz.

Enfin de rares indices stannifères ont été décelés au Nord immédiat de Quistinic.

## DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

### ITINÉRAIRES GÉOLOGIQUES

*À partir de la N24 Lorient – Rennes, prendre la sortie « Gare de Baud » (carte 1/50 000 Baud) puis avant d'atteindre ce lieu-dit, prendre sur la droite la route qui traverse l'Evel et rejoint la D3 ; suivre cette dernière jusqu'à Pont-Augan.*

**Affleurement A1 :** (Pont-Augan, rive sud du Blavet) (47 52 937-3 06 434). *Micaschistes à andalousite de la Fm. d'Elliant.* Au Sud

immédiat de Pont-Augan en bordure orientale de la D3, d'anciennes petites carrières montrent des micaschistes gris acier assez sombre, finement foliés comportant de nombreux cristaux noirs, plurimillimétriques, d'andalousite, parfois de chiastolite, emballés dans une matrice à quartz, muscovite et biotite. La foliation principale (S1) de ces micaschistes est déformée par de nombreux petits plis en chevrons auxquels est associée une schistosité (S2) de crénelation.

*Traverser le Blavet et prendre la D327 qui suit sa vallée vers l'Ouest, jusqu'à Kerfec.*

**Affleurement A2 :** (rive nord du Blavet) (47 53 413-3 09 418). **Métagranite de Saint-Thurien et micaschistes de la Fm. d'Elliant.** En bordure de route affleure le faciès leptynitique du métagranite de Saint-Thurien daté à (316 Ma) ; ce dernier montre un bon débit en dalles régulières, une fine linéation d'étirement et sa matrice bien foliée, à grain moyen, emballe quelques « yeux » infracentimétriques de feldspath. Les micaschistes de la Fm. d'Elliant sont en accordance avec le métagranite et leur paragenèse comprend ici quartz, biotite, muscovite.

*Poursuivre la D327 vers l'Ouest jusqu'à Sébrévet et prendre la D23 vers le Nord jusqu'à Saint-Yves ; à l'entrée du hameau prendre la première route à droite en direction de Saint-Nenec ; suivre cette route jusqu'à Bois-Lorient.*

**Affleurement A3 :** (Ouest de Saint-Yves à Bois-Lorient) (47 55 102-3 13 388). **Ultramytonites et granite de Cascadec mylonitique.** Le talus du côté oriental de la route de Bois-Lorient montre une coupe de la branche nord du CSA et montre le gradient de la déformation associée au fonctionnement de cet accident ; elle comprend ainsi du Sud au Nord : (1) des ultramytonites blanches finement feuilletées, (2) un granite grossier à biotite et muscovite très fortement déformé avec l'association d'une foliation mylonitique « S » de plans de cisaillement « C » et d'une forte linéation d'étirement « L », (3) un granite grossier à biotite et muscovite bien orienté.

*Revenir en arrière jusqu'à Pont-Augan et au croisement de la D327 et de la D3 prendre vers l'Est, la route en direction de la chapelle Sainte-Barbe.*

**Affleurement A4 :** (chapelle Sainte-Barbe) (47 53 231-3 06 207). **Micaschistes graphiteux, métaquartzites de la Fm. d'Elliant.** À l'Est immédiat de la chapelle Sainte-Barbe, en bordure de route affleurent, des micaschistes gris sombre quartzeux, des métaquartzites grises et des micaschistes gris sombre graphiteux. Finement foliées (S1), ces roches sont déformées par de petits plis en chevrons auxquels est associée une schistosité de crénelation (S2).



*Revenir sur la D3 et à l'Est de Kerralain prendre à gauche la première route en direction du Nord et de l'écluse de Saint-Adrien. Cette route suit la rive du Blavet et peu avant l'écluse, son flanc oriental est formé de petites falaises de granite.*

**Affleurement A5 :** (écluse de Saint-Adrien) (47 54 059-3 04 557). **Granite de Cascadec à biotite et muscovite.** Les petites falaises en bordure de route sur la rive orientale du Blavet montre un faciès homogène, non déformé du granite de Cascadec ; ce granite grossier, assez clair, est constitué (1) de quartz en filots globuleux plurimillimétriques translucides, (2) d'une matrice blanche feldspathique comprenant aussi des blastes plurimillimétriques subautomorphes, (3) de grandes paillettes de muscovite et de biotite.

*Poursuivre la progression vers le Nord en direction de Saint-Barthélémy puis de Saint-Thuriau en suivant la D142 ; à Saint-Rivalain-gare, suivre le chemin de halage sur la rive orientale du Blavet jusqu'à l'écluse de Boternau.*

**Affleurement A6 :** (écluse de Boternau) (47 57 048-3 03 748). **Granite à tendance quartzodioritique de Boternau.** Ce type de granite forme plusieurs petites intrusions tardives au sein des autres massifs granitiques et il a été exploité en bordure du chemin de halage dans d'anciennes carrières plus ou moins envahies de végétation. De teinte assez claire, il présente un grain moyen homogène et sa paragenèse est composée de quartz, de feldspath plagioclase nettement prépondérant sur le feldspath potassique, de muscovite abondante et biotite très nettement subordonnée.

*Traverser le Blavet et à Saint-Rivalain, prendre la D156 jusqu'à Bieuzy ; dans le bourg, prendre la route qui descend vers le Blavet et se poursuit en direction de la chapelle Saint-Gildas.*

**Affleurement A7 :** (route de la chapelle Saint-Gildas) (47 58 841-3 03 667). **Micaschistes et paragneiss du Briovérien.** En bordure de route affleurent des paragneiss fins, gris assez sombre et des micaschistes gris argenté, bien foliés montrant une paragenèse caractérisée outre par de la biotite et de la muscovite, par des silicates d'alumine, sillimanite, staurotite et andalousite. Au niveau de la chapelle Saint-Gildas remarquablement accolée à un sill de pegmatoïde, ce type d'intrusions forment plusieurs sills de puissance plumétrique à décamétrique ; ces derniers, localement, emballent des enclaves métriques de micaschistes.

*Rejoindre la D1 et la suivre en direction du Nord jusqu'au bourg de Guern, puis prendre sur la droite la route de Quilio.*

**Affleurement A8 :** (hameau de Quilio) (48 01 904-3 06 967). **Diorite quartzique de Quilio.** Dans le hameau, affleurent de nombreux blocs subarrondis

métriques et plurimétriques de diorite. La répartition des blocs permet de suivre cette intrusion jusqu'au hameau du Pradigo. La diorite quartzique se présente comme une roche à grain fin ou moyen, sombre, massive et très dure. Sa paragenèse est composée principalement de feldspath plagioclase (andésine-labrador), de biotite, de hornblende verte, dans une moindre mesure de quartz et accessoirement de sphène, d'apatite et de zircon.

*Revenir sur la D1 et poursuivre vers le Nord jusqu'à Saint-Yves puis prendre la D130 en direction de l'Ouest ; dépasser le hameau de Locrio de 500 m environ, jusqu'à une ancienne carrière en bordure nord de la route.*

**Affleurement A9 :** (ancienne carrière à l'Ouest de Locrio) (48 02 437-3 08 064). **Granite de Guern.** Ce granite affleure largement dans une ancienne petite carrière. Le faciès est ici particulièrement homogène (ce qui n'est pas toujours le cas) et se caractérise par un grain moyen/fin ; sa paragenèse comprend du quartz, du feldspath plagioclase et du feldspath potassique en proportion assez comparable, de la biotite en petites paillettes et de la muscovite subordonnée.

*Revenir jusqu'au bourg de Guern et prendre la D2b en direction de Quelven jusqu'à Kersalous.*

**Affleurement A10 :** (talus en bordure de la D1b à Kersalous) (48 01 951-3 03 978). **Granite de Quelven.** Ce granite présente un grain fin et un aspect « semoule » avec une matrice blanche feldspathique parsemée de petits grains translucides, « en tête d'épingle », de quartz. De petites paillettes de muscovite et de biotite complètent cette paragenèse.

*À Pontivy sud, au Sud du « parc des expositions » prendre la rue M. Sangnier sur environ 100 m.*

**Affleurement B1 :** (talus en bordure orientale de la rue) (48 03 145-2 57 404). **Discordance d'un conglomérat silicifié (Cénozoïque) sur le Briovérien.** En base de talus sur une dizaine de mètres est exposé le contact discordant d'un conglomérat silicifié sur les métaquartzites en plaquettes du Briovérien. Ce conglomérat, d'âge indéterminé, comprend une matrice argilo-sablo-graveleuse de couleur rouille silicifiée, qui emballe des galets et blocs subarrondis, hétérométriques, montrant souvent enduit ferrugineux ; ces derniers sont principalement constitués de quartz laiteux, de quartzite gris-blanc et plus rarement de granite et de métaquartzites en plaquettes.

*Traverser le Blavet au niveau de Signan et s'arrêter dans le hameau de Saint-Michel.*

**Affleurement B2** : (soubassement de la chapelle Saint-Michel et talus en bord de rue) (48 02 526-2 58 142). *Micaschistes quartzeux du Briovérien*. Ceux-ci se présentent comme des roches gris-beige assez massives à mauvais débit et sont associées à des micaschistes gris-vert à débit en plaquettes régulières. Les micaschistes quartzeux correspondent à des méta-arénites avec une matrice quartzeuse assez fine emballant d'anciens clastes de quartz 0,1 à 0,3 mm moulés aussi par les paillettes orientées de muscovite et dans une moindre mesure de biotite, qui soulignent la schistosité principale (S1). Cette dernière est recoupée par une schistosité (S2) de crénulation.

*Rejoindre le bourg de Le Sourn et suivre la D2 jusqu'à l'Ouest du lieu-dit « la Pierre Fendue » ; prendre la première route à droite en direction de l'Ouest.*

**Affleurement B3** : (talus en bordure de route à « la Pierre Fendue ») (48 02 620-3 00 554). *Granite du Crano à biotite et muscovite*. Dans toute cette zone, ce granite affleure largement ; il s'agit d'un granite grossier à tendance porphyroïde, avec des feldspath subautomorphes pluricentimétriques et localement en « dent de cheval ». À cet endroit, ce granite a été daté en U/Pb sur zircons à  $300 \pm 2$  Ma.

*Revenir au bourg de Le Sourn et prendre la D188 en direction du Sud jusqu'à la chapelle Saint-Jean.*

**Affleurement B4** : (chapelle Saint-Jean) (48 01 389-2 59 780). *Grès ferrugineux et conglomérat cénozoïques*. Cette série coiffe une butte (140 m) dont le substratum est constitué de micaschistes briovériens. Le grès ferrugineux, de teinte rouge sombre, est sablo-graveleux et il est associé à des niveaux de conglomérat, formant des dalles. Le conglomérat a une matrice gréseuse et remanie des galets de 1 à 8 cm de quartz laiteux et plus rarement de quartzites gris-blanc.

*Revenir en arrière et suivre la D156 en direction de Signan pour retraverser le Blavet. Prendre la D179 jusqu'à le Meugoët, prendre à gauche la route menant à la D767 ; suivre cette dernière vers le Sud jusqu'à Poulvern ; à ce niveau prendre sur la gauche la route menant à Kergoff. À l'Ouest de ce hameau et de la rivière prendre du côté nord de la route le chemin qui longe la rivière.*

**Affleurement B5** : (Kergoff) (48 00 657-2 53 657). *Schistes briovériens à muscovite et chlorite*. Cette série affleure sur quelques centaines de mètres tout au long du chemin et a été localement exploitée en carrière artisanale. La roche de teinte gris-vert ou gris-souris est assez massive et dure mais présente un bon débit en plaquettes suivant le plan de schistosité principale (S1). Elle est composée d'une matrice fine qui emballe d'assez fréquents anciens clastes de quartz de 0,02 à 0,05 mm. La matrice comprend des paillettes orientées,

principalement de muscovite et dans une moindre mesure de chlorite, associées à de très petites plages de quartz.

*Revenir en arrière jusqu'à la D767 et rejoindre le bourg de Moustoir-Remungol ; suivre la D203 jusqu'au croisement de Kernegan et prendre à gauche la D179 jusqu'au bourg de Remungol ; prendre la D1 jusqu'à l'Evel.*

**Affleurement B6 :** (rives de l'Evel) (45 56 182-2 55 172). **Schistes briovériens à muscovite et chlorite, passées de micaschistes quartzeux à muscovite.** Au Sud de l'Evel tout au long de la D1 et à flanc de coteau affleure, sur plusieurs centaines de mètres, une série monotone de schistes gris-bleu-vert lustrés. Au Nord de l'Evel, au sein de cette série, sont interstratifiées des passées décimétriques plus compactes de schistes quartzeux. Ces schistes montrent parfois une (S0-1) soulignée par des paillettes de muscovite, déformée par de petits plis qui admettent la schistosité principale (S1) de plan axial. Cette dernière principalement marquée par l'orientation des paillettes de muscovite (et éventuellement de chlorite) est elle-même déformée par des plis en chevrons auxquels est associée une (S2) de crénulation.

*Au niveau de la rive sud de l'Evel, prendre la première route à droite en direction de Breguéro, puis de Pont-Saint-Claude ; s'arrêter au croisement des routes de Brugo et Keroman.*

**Affleurement B7 :** (Pont-Saint-Claude) (47 55 255-2 55 271). **Micaschistes briovériens fins gris-vert et passées métriques de quartzites micacés à muscovite et chlorite.** Les affleurements sont sub-continus sur plusieurs centaines de mètres en talus de bord de route. Les micaschistes ont un débit régulier en feuillets et plaquettes et la foliation principale (S1) est soulignée d'une part par l'orientation des paillettes de muscovite et de chlorite et d'autre part par leur ségrégation en minces lits alternant avec de minces lits à dominante quartzeuse ; cette foliation est déformée par de petits plis en chevrons auxquels est associée une schistosité (S2) de crénulation bien marquée. Au niveau du croisement routier, les schistes sont associés à des quartzites fins micacés en passées décimétriques ou plurimétriques. Ces derniers montrent une matrice quartzeuse très fine (0,002 mm) emballant des plages de quartz moins fines (0,01 mm) et des paillettes orientées de muscovite (20 %) et de chlorite (12 %). Certains lits présentent aussi une proportion non négligeable (8 %), de petites plages altérées de feldspath.

*Poursuivre la route en direction de Brugo puis de Keroperh et prendre la D197 ; puis suivre sur la droite, la route de Notre-Dame-de-Maneguen.*

**Affleurements B8 :** (Maneguen). **Granite de Cascadec, grossier à biotite et muscovite.** Sur la droite de la route dès l'embranchement se succèdent d'anciennes carrières plus ou moins envahies de végétation qui

ont servi à l'exploitation d'un granite grossier, à biotite et muscovite et nombreux porphyroblastes de feldspath subautomorphe de  $3 \times 6$  mm. Ce granite, apparenté à celui de Cascadec, forme un petit massif isolé, circonscrit au cœur des micaschistes du Briovérien. En poursuivant le périple jusqu'au sommet de la colline de Maneguen, à la chapelle Saint-Michel et sur le mamelon plus occidental, on rencontre toujours divers affleurements de ce même type de granite et du fait de l'érosion différentielle, on bénéficie de plus, d'une vue remarquable sur la « plaine environnante micaschisteuse ».

*Rejoindre le bourg de Guénin et prendre la rue menant au « Pont-de-Guénin ».*

**Affleurement B9 :** (Guénin). *Micaschistes beige argenté à biotite et muscovite*. En talus de bord de route, tant dans le bourg de Guénin à Malachap qu'au Sud du « Pont-de-Guénin » affleurent des micaschistes beige argenté, à débit aisé en plaquettes régulières suivant le plan de la foliation principale (S1). Cette dernière est soulignée par l'orientation des paillettes de micas et est déformée par de petits plis en chevrons auxquels est associée une schistosité (S2) de crénulation. Dans les faciès les plus riches en quartz (50 %), en lame mince, on décèle les reliques de charnières de petits plis intrafoliaux qui déforment une foliation précoce (S0-1) et admettent la foliation principale (S1) en plan axial.

*Poursuivre la route en direction du Sud jusqu'au croisement de la D724 ; partir sur la gauche en direction de Talhouët-Tellené et prendre sur la droite la route de Tellené.*

**Affleurement B10 :** (Tellené) (47 53 247-2 56 045). *Micaschistes du Briovérien, à biotite, muscovite, staurotide*. Sur plusieurs dizaines de mètres en bord de route, affleurent des micaschistes quartzeux, gris argenté, à débit en plaquettes. La foliation principale (S1) est marquée d'une part par l'alternance de minces lits à dominante quartzeuse et de lits à dominante micacée et d'autre part par l'orientation des paillettes de micas. Elle est déformée par de petits plis en chevrons auxquels est associée une schistosité (S2) de crénulation. En lame mince, il apparaît que les petits (millimétriques) porphyroblastes de staurotide sont précoces par rapport à la foliation principale (S1) et on décèle aussi les reliques d'une foliation précoce (S0-1). Enfin, les champs environnants sont parsemés de cristaux centimétriques de staurotide.

*Revenir en arrière et reprendre la D724 en direction de l'Ouest puis, après avoir franchi l'Evel, prendre sur la droite la route menant à Roho.*

**Affleurement B11 :** (Roho) (47 53 259-2 58 816). *Micaschistes du Briovérien, à biotite, muscovite, staurotide, disthène*. Dans le petit thalweg

entre Roho et Kerhilio, affleurent des micaschistes beige argenté, finement feuilletés, recoupé par un sill de pegmatite de puissance plurimétrique. La foliation principale (S1) est marquée d'une part par l'alternance de minces lits à dominante quartzreuse et de lits à dominante micacée et d'autre part par l'orientation des paillettes de micas. En lame mince on note que la cristallisation des porphyroblastes de staurotide est précoce par rapport à la foliation principale (S1). Les champs environnants sont parsemés de cristaux pluricentimétriques de staurotide et parfois de nodules de quartz montrant des lamelles bleuées de disthène.

### BIBLIOGRAPHIE

- ANDERS E., GREVESSE N. (1989) - Abundances of the elements: meteoritic and solar. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 53, p. 197-214.
- AUDREN C. (1990) - Évolution tectonique et métamorphique de la chaîne varisque en Bretagne méridionale. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 70, p. 17-34.
- AUDREN C. (1987) - Évolution structurale de la Bretagne méridionale au Paléozoïque. Thèse Doct. d'État. *Mém. Soc. Géol. minéral Bretagne*, Rennes, 31, 365 p.
- AUDREN C., LEFORT J.-P. (1977) - Géologie du plateau continental sud-armoricain entre les îles de Glénan et de Noirmoutier. Implications géodynamiques. *Bull. Soc. géol. Fr.* (7), XIX, n° 2, p. 395-404.
- BALLÈVRE M., KIENAST J.-R., PAQUETTE J.-L. (1987) - Le métamorphisme éclogitique dans la nappe hercynienne de Champtoceaux (Massif armoricain, France) CRAS de Paris (II) 305, p. 127-131.
- BALLÈVRE M., MARCHAND J., GODARD F., GOUJOU J.-C., WYNS R. (1994) - Eo-Hercynian Events in the Armorican Massif. *In Pre-Mesozoic Geology in France and Related Areas*. Keppie J.-D. (ed). Springer-Verlag, p. 183-194.
- BALLÈVRE M., BOSSE V., DUCASSOU C., PITRA P. (2009) - Palaeozoic history of the Armorican Massif: models for the tectonic evolution of the suture zones. *C. R. Acad. Sc., Paris*, t. 341, 2-3, p. 174-201.
- BARRIÈRE M., PLUSQUELLEC Y., DARBOUX J.-R., GARREAU J. *et al.*, (1975) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Douarnenez (309). Orléans : BRGM. Notice explicative par Barrière M. *et al.* (1975) 25 p.
- BARROIS C. (1888) - Carte géologique de la France (1/80 000), feuille Vannes (89), 1<sup>ère</sup> édition, Service des Mines, Paris, Réimpression 1949, notice 6 p.
- BARROIS C. (1886) - Carte géologique de la France (1/80 000), feuille Pontivy (74), 1<sup>ère</sup> édition, Service des Mines, Paris, Réimpression 1948, notice 6 p.

- BÉCHENNEC F., THIÉBLEMONT D., AUDRU J.-C., COCHERIE A., CORBIER P. (2006) - Notice explicative, carte géol. France (1/50 000) feuille Plouay (348) Orléans : BRGM 110 p. Carte géologique par Béchennec F., Audru J.-C., Bourgon J., Guyomard Y., Dos Santos Cardoso J. (2006).
- BÉCHENNEC F., HALLÉGOUËT B., THIÉBLEMONT D. *et al.* (2001) - Notice explicative, carte géol. France (1/50 000) feuille Rosporden (347) Orléans : BRGM 124 p. Carte géologique par Béchennec F., Hallégouët B. (2001).
- BÉCHENNEC F., HALLÉGOUËT B., THIÉBLEMONT D. *et al.* (1999) - Notice explicative, carte géol. France (1/50 000) feuille Quimper (346) Orléans : BRGM 120 p. Carte géologique par Béchennec F., Hallégouët B. (1999).
- BÉCHENNEC F., GUENNOC P., GUERROT C., LEBRET P., THIÉBLEMONT D. *et al.* (1996) - Notice explicative, carte géol. France (1/50 000) feuille Concarneau (382) Orléans : BRGM 129 p. Carte géologique par Béchennec F., Guennoc P., Delanoë Y., Lebret P., Hallégouët B., Le Meur S. (1997).
- BELLON H., CHAURIS L., HALLÉGOUËT B., THONON P. (1985) - Âge du magmatisme fissural tardi-Hercynien à l'extrémité occidentale du Massif armoricain (France). *C. R. Acad. Sc., Paris*, t. 301, II, 5, p. 297-302.
- BERNARD-GRIFFITHS J., PEUCAT J.-J., SHEPPARD S., VIDAL P. (1985) - Petrogenesis of Hercynian leucogranites from the southern Armorican Massif: contribution of REE and isotopic (Sr, Nd, Pb and O) geochemical data to the study of source rock characteristics and ages. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 74, p. 235-250.
- BOILLOT G., LEFORT J.-P. *et al.* (1976) - Carte géologique du plateau continental du Golfe de Gascogne. Échelle 1/100 000. BRGM-CNEXO.
- BOS P., CLÉMENT J.-P., CASTAING C., CASSARD D., MARTIN P. (1997) - Carte géol. France (1/50 000) feuille Rostrenen (312) Orléans : BRGM. Notice explicative par Bos P., Clément J.-P., Castaing C., Chantraine J., Lemeille F. et coll. (1997), 132 p.
- BOUYASSE PH., HORN R. (1972) - Étude structurale du plateau continental au large des côtes méridionales de la Bretagne. *Cahiers Océanographiques*, 23, 6, p. 495-517.
- CALVEZ J.-Y. (1976) - Comportement des systèmes uranium-plomb et rubidium-strontium dans les orthogneiss d'Icart et de Moëlan (Massif armoricain). Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Rennes, 74 p.
- CARN-DHEILLY A., THOMAS E. (Novembre 2008) - RAPSODI Recherche d'aquifères profonds dans le socle du département de l'Ille-et-Vilaine. Rapport final - BRGM/RP-56749-FR - 108 pages, 68 illustrations.
- CARPENTER M.-S.-N., CIVETTA L. (1976) - Hercynian high-pressure low-temperature metamorphism in the Ile de Groix blueschists. *Nature* 262, p. 276-277.
- CHANTRAINE J., BÉCHENNEC F., RABU D. (2004) - Notice explicative de la carte géologique à 1/250 000 du Massif armoricain. Carte géol. France (1/250 000), Orléans, BRGM (in press).

- COCHERIE A. (2001) - Datations à la SHRIMP II dans le cadre du projet carte 1/50 000 des zircons magmatiques de l'orthogneiss du Loc'h et du granite d'Odet. Rapport interne BRGM AC/02.01.
- COGNE J. (1960) - Schistes cristallins et granites en Bretagne méridionale. Le domaine de l'Anticlinal de Cornouaille. Thèse Doct. d'État, Strasbourg, *Mém. serv. Carte Géol.*, France, 382 p.
- COGNE J. (1977) - La Chaîne hercynienne ouest-européenne correspond-elle à un orogène par collision ? Proposition pour une interprétation géodynamique globale. In *Écologie et Géologie de l'Himalaya*. Coll. int. CNRS, n° 268, Paris 1976, p. 111-119.
- DABARD M.-P., PEUCAT J.-J. (1998) - Les métasédiments de la série du Pouldu, étude géochimique et isotopique. Rapport Géosciences Rennes/ BRGM, non publié, 29 p.
- DADET P., HERROUIN Y., BARDY P., LEBRET P., TRAUTMANN A., CARN A. (1995) - Notice explicative, carte géol. France (1/50 000) feuille Pipriac (387) Orléans : BRGM 75 p. Carte géologique par Dadet P., Herrouin Y., Blanchet C., Bardy P., Colleau A. (1995).
- DADET P., BOS P., CHANTRAINE J., LAVILLE P., SAGON J.-P. (1988) - Notice explicative, carte géol. France (1/50 000) feuille Pontivy (313) Orléans : BRGM 77 p. Carte géologique par Dadet P., Sagon J.-P., Bos P., Chantraine J., Laville P. (1986).
- DARBOUX J.-R. (1973) - Le Briovérien de la baie de Douarnenez (Massif armoricain). Étude pétrographique et structurale. Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Rennes, 170 p.
- DEBON F., LE FORT P. (1983) - A chemical mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. *Trans. Roy. Soc. Edinburgh: Earth Sci.*, 73, p. 135-149.
- DEBON F., LE FORT P. (1988) - A cationic classification of common plutonic rocks and their magmatic associations. *Bull. Min.*, 111, p. 493-510.
- DELANOË Y. (1988) - Les grands traits de la structure et de l'évolution géodynamique des dépôts tertiaires du plateau continental sud-armoricain d'après les enregistrements de réflexion sismique. *Géologie de la France*, 1, p. 79-90.
- DURAND S. (1960) - Le Tertiaire de Bretagne. Étude stratigraphique, sédimentologique et tectonique. Thèse d'État, géologie, Université de Rennes. *Mém. Soc. Géol. Miner. Bretagne*, Rennes, 12, 389 p.
- ESTÉOULE-CHOUX J. (1970) - Contribution à l'étude des argiles du Massif armoricain. Argiles des altérations et argiles des bassins sédimentaires tertiaires. *Mém. Soc. Géol. Miner. Bretagne*, 14, 319 p.
- EUZEN T. (1993) - Pétrogénèse des granites de collision post-épaississement. Le cas des granites crustaux et mantelliques du complexe de Pontivy-Rostrenen (Massif armoricain, France). *Mém. Géosci.*, 51, Rennes, 294 p.



- FAURE M., LELOIX C., ROIG J.-Y. (1997) - L'évolution polycyclique de la chaîne varisque. *Bull. Soc. géol. France*, t. 168, n° 6, p. 695-705.
- GODARD G. (1988) - Petrology of some eclogites in the Hercynides: the eclogites from the Southern Armorican massif, France. *In* Smith D.-C. (ed.) *Eclogites and eclogite-facies rocks*. Elsevier; Amsterdam, p. 451-519.
- GREEN T.-H. (1976) - Experimental generation of cordierite -or garnet-bearing granitic liquids from a pelitic composition. *Geology*, 4, p. 85-88.
- GRELLET B., COMBES P., GRANIER T., PHILIP H. (1993) - Sismotectonique de la France métropolitaine. *Mém. Soc. géol. France*, 164 p.
- GUERROT C., BÉCHENNEC F., THIÉBLEMONT D. (1997) - Le magmatisme paléozoïque sud-armoricain : données géochronologiques nouvelles. *C. R. Acad. Sci., Paris*, 324, IIa, p. 977-984.
- GUILCHER A., HALLÉGOÛËT B., MENEZ S. (1975) - Les formations superficielles du Méné (Bretagne centrale). *C. R. Acad. Sc., Paris*, 281, D, p. 219-222.
- GUILLOCHEAU F., ROLET J. (1983) - La sédimentation paléozoïque ouest-armoricaine. Histoire sédimentaire, relations tectonique/sédimentation. *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, C, 14, 2, p. 45-62
- HALLÉGOÛËT B. (1972) - Découverte d'un gisement de galets marins vers 200 m d'altitude, près de Scaër (Finistère ). *Rev. archéol. Ouest*, Rennes, suppl. 2, p. 45-51.
- JANJOU D., LARDEUX H., CHANTRAINE J., CALLIER L., ETIENNE H. (1998) - Notice explicative, carte géol. France (1/50 000) feuille Segré (422) Orléans : BRGM 68 p. Carte géologique par Janjou D., Gruet M., Penecki C. (1998).
- JÉGOUZO P., PEUCAT J.-J., AUDREN C. (1986) - Caractérisation et signification géodynamique des orthogneiss calco-alcalins d'âge ordovicien de Bretagne méridionale. *Bull. Soc. géol. Fr., Paris*, (8), II, 5, p. 839-848.
- JONES S K.-A. (1991) - Paleozoic continental margin tectonics in southern Armorica. *Journ. Geol. Soc. London*, 148, p. 55-64.
- KERRIEN Y. (1972) - Carte géologique à 1/320 000 Rennes-Cherbourg.
- KERRIEN Y. avec la collaboration de COGNÉ J., MATHIEU G., TERS M. (1972) - Carte géologique à 1/320 000 Nantes (2<sup>e</sup> édition).
- LACHASSAGNE P., WYNS R., BÉRARD P., BRUEL T., CHÉRY L., COUTAND T., DESPRATS J.-F., LE STRAT P. (2001) - Exploitation of high-yields in hard-rock aquifers: downscaling methodology combining GIS and multicriteria analysis to delineate field prospecting zones - *Groundwater*, vol. 39, (4), p. 568-581.
- LA ROCHE (de) H. (1964) - Sur l'expression graphique des relations entre la composition chimique et la composition minéralogique quantitative des roches cristallines. Présentation d'un diagramme destiné à l'étude chimico-minéralogique.

- LA ROCHE (de) H., STUSSI J.-M., CHAURIS L. (1980) - Les granites à deux micas hercyniens français. Essai de cartographie et de corrélations géochimiques appuyé sur une banque de données. *Sci. Terre, Nancy*, XXIV, 1, p. 5-121.
- LASNIER B. (1970) - Le métamorphisme régional des gabbros d'après la littérature internationale. Étude préliminaire des gabbros coronitiques du Massif armoricain et du massif des Maures (France). Thèse de doctorat de 3<sup>e</sup> cycle, Univ. Nantes. 295 p.
- LE GALL B. *et al.* (1992) - Notice explicative, carte géol. France (1/50 000), feuille Gourin (311). Orléans : BRGM, 81 p. Carte géologique par Le Gall B., Garreau J. (1988).
- MARCHAND J. (1981) - Écaillage d'un « mélange tectonique » profond : le complexe cristallopyllien de Champtoceaux (Bretagne méridionale). *C. R. Acad. Sci., Paris* (II) 293, p. 223-228.
- MARCOUX E. (1980) - Le district de Pontivy : sa place dans la métallogénie plombo-zincifère du Massif armoricain (France). Thèse de doctorat de 3<sup>e</sup> cycle, Université de Clermont-Ferrand. 251 p.
- MIYASHIRO A. (1975) - Volcanic rocks series and tectonic setting. *Ann. Rev. Earth Planet.*, Oxford, 25, 4, p. 956-983.
- MONTEL J.-M. (1986) - Experimental determination of the solubility of Ce monazite in  $\text{SiO}_2$   $\text{Al}_2\text{O}_3$   $\text{K}_2\text{O}$   $\text{Na}_2\text{O}$  melts at 800 °C, 2 kbar, under  $\text{H}_2\text{O}$  saturated conditions. *Geology*, 14, p. 659 662.
- MORZADEC-KERFOURN M.-T. (1974) - Variations de la ligne de rivage armoricaine au Quaternaire. Analyses polliniques de dépôts organiques littoraux. *Mém. Soc. géol. Mineral. Bretagne*, Rennes, n° 17, 208 p.
- MOUGIN B., THOMAS E., WYNS R., BLANCHIN R., MATHIEU F. (2004) - Qualité des eaux en Bretagne - Ruissellement - Infiltration - Temps de réponse - Bassins versants du Yar (22), de l'Horn (29), et du Coët Dan (56) - Rapport final - BRGM/RP-52731-FR, 82 p., 16 tab., 21 fig., 3 annexes, 39 planches.
- MOUGIN B., ALLIER D., BLANCHIN R., CARN A., COURTOIS N., GATEAU C., PUTOT E., collaboration Jégou J.-P., Lachassagne P., Stollsteiner P., Wyns R. (2008) - SILURES Bretagne - Rapport final - Année 5 - BRGM/RP-56457-FR - 129 p., 37 ill., 7 ann. dont 2 planches.
- NICOLAS M., SANTOIRE J.-P., DELPECH P.-Y. (1990) - Intraplate seismicity: new seismotectonic data in Western Europe. *Tectonophysics*, 179, p. 27-53.
- PAQUETTE J.-L., PEUCAT J.-J., BERNARD-GRIFFITHS J., MARCHAND J. (1985) - Evidence for old precambrian relics shown by U-Pb zircon dating of eclogites and associated rocks in the Hercynian belt of South Brittany, France. *Chem. Geol.*, 52, p. 203-216.
- PEUCAT J.-J. (1986) - Rb-Sr and U-Pb dating of the blueschists of the Île-de-Groix. *Géol. Soc. Amer. Mem.*, 164, p. 229-238.

- PEUCAT J.-J. (1983) - Géochronologie des roches métamorphiques (Rb-Sr et U-Pb). Exemples choisis au Groënland, en Laponie, dans le Massif armoricain et en Grande Kabylie. *Mém. Soc. géol. Minéral. Bretagne*, 28, 158 p.
- PEUCAT J.-J., LE MÉTOUR J., AUDREN C. (1978) - Arguments géochronologiques en faveur de l'existence d'une double ceinture métamorphique d'âge siluro-dévonien en Bretagne méridionale. *Bull. Soc. Géol. France, Paris*, (7), XX, 2 p. 163-167.
- PEUCAT J.-J., VIDAL P., GODARD G., POSTAIRE B. (1982) - Precambrien U-Pb zircon ages in eclogites and garnet pyroxenites from South Brittany (France): an old oceanic crust in the West European Hercynides. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 60, p. 70-78.
- PIERROT R., CHAURIS L., LAFORET C., PILLARD F. (1973) - Inventaire minéralogique de la France, Morbihan, n° 9, édit. du BRGM Orléans 315 p.
- PLAINE J., PEUCAT J.-J., JÉGOUZOT P., MORZADEC-KERFOURN M.-T., SAINT REQUIER A., LEFORT J.-P. (1981) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Pont-Croix (345), Orléans : BRGM. Notice explicative par Plaine J. *et al.* (1981) 48 p.
- PLUSQUELLEC Y., ROLET J., DARBOUX J.-R. *et al.* (1999) - Notice explicative, carte géol. France (1/50 000), feuille Châteaulin (310) Orléans : BRGM. Carte géologique par Plusquellec Y., Rolet J., Darboux J.-R. *et al.* (1999).
- PRUVOST P., LE MAITRE A., FAURE-MURET A. (1948) - Carte géologique de la France (1/80 000), feuille de Pontivy (74), 2<sup>e</sup> édition, Service des Mines, Paris, notice 6 p.
- PUPIN J.-P. (1980) - Zircon and granite petrology. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 73, p. 207-220.
- RABU D., CHANTRAINE J., BÉCHENNEC F. (2001) - Carte géologique du massif Armoricaïn à 1/250 000. BRGM.
- SAUNIER J.-F., CHAUVEL J.-J. (1986) - Les amphibolites du domaine cristallophyllien de Plouguenast. Un magmatisme tholéïitique dans le Protérozoïque de Bretagne centrale (Massif armoricain). *C. R. Acad. Sci., Paris*, 302, p. 671-674.
- SITE INTERNET ADES (Accès aux Données sur les Eaux Souterraines) : <http://www.ades.eaufrance.fr/>.
- STUSSI J.-M. (1989) - Granitoid chemistry and associated mineralization in the French Variscan. *Econ. Geol.*, 84, p. 1363-1381.
- TAYLOR S.-R., MCLENNAN S.-M. (1985) - The continental crust: its composition and evolution. *Blackwell Scient. Publ. Oxford*, 312 p.

- TERS M. (1973) - Les variations du niveau marin depuis 10 000 ans, le long du littoral atlantique français *in* Le Quaternaire, géodynamique, stratigraphie et environnement : travaux français récents. IX<sup>e</sup> congrès international INQUA, Christchurch (New-Zeland), Comité National Français de l'INQUA, Paris, p. 114-135.
- THIÉBLEMONT D., BÉCHENNEC F., CABANIS B., CHANTRAINE J. (1989) - Lithostratigraphie et géochimie des formations paléomagmatiques dans le secteur de Moëlan-Concarneau (Bretagne méridionale). Nouvelles contraintes sur l'évolution géodynamique du domaine Sud-Armoricain au cours du Paléozoïque. *Geodinamica Acta* (Paris) 3, 2, p. 1-16.
- THOMAS E., LE BERRE P., FOUCAUD-LEMERCIER B., LE BRIS A.-L., CARN-DHEILLY A., NAAS P. (2008) - Notice explicative, carte géol. France (1/50 000), feuille Josselin (350). Orléans, BRGM, 70 p. Carte géologique par Thomas E., Le Berre P. (2008).
- TRIBOULET C. (1983) - Les métabasites entre Concarneau et Lorient : un exemple de métamorphisme prograde polyphasé en Bretagne méridionale. *Bull. Minéral., Paris*, 103, p. 92-100.
- VAN VLIET LANOE B., LAURENT M., HALLÉGOUËT B., MARGEREL J.-P., CHAUVEL J.-J., MICHEL Y., MOGUEDET G., TRAUTMANN F., VAUTHIER S. (1998) - Le Mio-Pliocène du Massif armoricain. Données nouvelles. *C. R. Acad. Sci., Paris*, 326, p. 333-340.
- VAN VLIET LANOE B., VANDENBERGHE N., LAURENT M., LAIGNEL B. *et al.* (2002) - Palaeogeographic evolution of northwestern Europe during the Upper Cenozoic. *Geodiversitas*, 24, 3, p. 511-541.
- VELDE B. (1972) - The origin of some granulites facies rocks from the Baie d'Audierne, Finistère. *Bull. Soc. géol. Bretagne* (c) 4, p. 91-95.
- VIDAL P. (1973) - Premières données géochronologiques sur les granites hercyniens du Sud du Massif armoricain. *Bull. Soc. géol. France, Paris*, (7), XV, n° 3-4, p. 239-245.
- VIDAL P. (1980) - L'évolution polyorogénique du Massif armoricain : apport de la géochronologie et de la géochimie isotopique du strontium. *Mém. Soc. géol. Minéral. Bretagne*, 21, 162 p.
- VIDAL M., *et al.* (2011) - Notice explicative et carte, carte géol. France (1/50 000), feuille Baud (384). Orléans : BRGM. In prep.
- WATSON E.-B., HARRISON T.-M. (1983) - Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 64, p. 295-304.
- WENDT I., CARL C. (1991) - The statistical distribution of the mean squared weighted deviation. *Chem. Geol.*, 86, p. 275-285.
- WINKLER H.-G.-F. (1979) - Petrogenesis of metamorphic rocks. 5<sup>e</sup> édition. *Springer Verlag*. New York – Heidelberg – Berlin, 349 p.

- WYNS R. (1998) - Ressources en eau de la Margeride ouest - PRD 324 - Modélisation de la géométrie (altitude, épaisseur) des arènes granitiques du bassin-versant lozérien de la Truyère (Lozère, Massif central). Rapport BRGM R40191, 18 p., 9 fig., 4 pl. hors texte.
- WYNS R., GUILLOCHEAU F. (1999) - Géomorphologie grande longueur d'onde, altération, érosion et bassins épicontinentaux. Colloque GéoFrance 3D - Résultats et perspectives, Document BRGM, Orléans, 293, p. 103-108.
- WYNS R., BALTASSAT J.-M., LACHASSAGNE P., LEGCHENKO A., VAIRON J., MATHIEU F. (2004) - Application of proton magnetic resonance soundings to groundwater reserve mapping in weathered basement rocks (Brittany, France). *Bull. Soc. géol. Fr.*, 2004, t. 175, n° 1, pp. 21-34.

### *DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES*

Les documents de terrain ainsi que les échantillons pétrographiques et lames minces sont conservés au Service géologique régional « Pays de la Loire », au 1 rue des Saumonières, BP 92342, 44323 Nantes cedex 03.

La banque des données du sous-sol du BRGM (BSS), détient l'inventaire des sondages et autres ouvrages souterrains exécutés dans le périmètre de la feuille et archive régulièrement les nouveaux travaux. Les documents peuvent être consultés en ligne sur le site dédié du BRGM ou <http://infoterre.brgm.fr>.

### *ANALYSES*

*Géochimie* : Département des procédés études et analyses du BRGM ; interprétation par D. Thiéblemont.

*Typologie des zircons* : P. Jézéquel.

*Géochronologie* : A. Cocherie

### **AUTEURS**

La part incombant aux différents auteurs dans la rédaction de la notice se répartit comme suit :

*Introduction* : F. Béchenec (BRGM).

*Description des terrains* : F. Béchenec pour les unités du substratum et les formations superficielles, avec les contributions de D. Thiéblemont, A. Cocherie (BRGM), respectivement pour la géochimie et la géochronologie.

*Conditions de formation des entités géologiques* : F. Béchenec et D. Thiéblemont.

*Évolution tectono-métamorphique* : F. Béchenec.

*Synthèse géologique régionale* : F. Béchenec.

*Géodynamique récente* : F. Béchenec.

*Géologie de l'environnement* : F. Béchenec avec la contribution de B. Mougin (BRGM), pour les ressources en eau.

*Documentation complémentaire* : F. Béchenec.

*Coordination* : F. Béchenec.



**ANNEXE**





	Granite du Crano		Granite de Cascadec	Leucogranite à grain fin	Granite de Guern
	FB 10720	FB 10461	FB 10290	FB 11327	FB 10972
SiO <sub>2</sub> (%)	73,2	71,1	74,1	72,9	70
TiO <sub>2</sub>	0,24	0,28	0,17	0,16	0,45
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,9	15,4	14,7	14,8	15,5
Fe <sub>2</sub> O <sub>3t</sub>	1,41	1,57	1,05	0,97	2,7
MnO	nd	0,02	nd	nd	0,02
MgO	0,5	0,4	nd	0,3	0,9
CaO	0,6	1	0,4	0,7	0,5
Na <sub>2</sub> O	3,1	3,7	3,4	3,8	2,3
K <sub>2</sub> O	4,68	4,46	4,2	4,87	4,77
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,33	0,39	0,45	0,39	0,33
PF	1,44	1,06	1,29	1,01	1,98
Total	100,4	99,38	99,76	99,9	99,45
Li (ppm)	168	85	116	42	121
Ba	262	395	81	297	465
Rb	274	182	277	171	199
Sr	70	125	32	68	79
U	5,2	5,3	12	7,3	5,7
Th	8	22	5,5	3,5	24
Ta	1	1,2	1,5	0,6	0,7
Nb	7,3	14	12	9,9	7,1
Hf	3	3,8	2,2	2,4	4,6
Zr	101	137	56	78	174
Y	7,1	18	6,1	10	11
Ni	nd	14	nd	nd	12
Cr	11	15	nd	13	37
Co	nd	nd	nd	nd	6
V	nd	16	nd	nd	32
La	20	26	10	9,7	33
Ce	44	55	24	21	77
Pr	5,3	6,4	3,1	2,6	9,8
Nd	20	24	12	10	39
Sm	4,1	4,9	2,9	2,9	8
Eu	0,5	0,7	0,3	0,5	0,8
Gd	3	4,1	2,4	3,2	5,3
Tb	0,4	0,6	0,4	0,5	0,6
Dy	1,7	3,6	1,7	2,7	2,8
Ho	0,3	0,7	0,2	0,4	0,4
Er	0,6	2	0,5	0,7	1
Tm	0,1	0,3	0,1	nd	0,1
Yb	0,6	1,9	0,4	0,4	0,8
Lu	0,1	0,3	0,1	nd	0,1
Ag	nd	nd	nd	nd	nd
As	23	22	nd	nd	nd
B	nd	14	16	36	nd
Be	4	3	6	3	8
Bi	nd	nd	nd	nd	11
Cd	nd	2	nd	2	nd
Cu	nd	nd	nd	50	33
Mo	nd	nd	nd	nd	nd
Pb	22	35	16	46	44
Sb	nd	12	nd	nd	nd
Sn	14	7,2	16	6,6	6,2
W	0,2	0,4	12	0,3	0,6
Zn	70	56	74	26	65
A/CNK	1,32	1,21	1,35	1,16	1,57
(Gd/Yb) <sub>N</sub>	4,17	1,80	5,01	6,67	5,53

Tabl. 1 - Analyses chimiques de granites de la carte Bubry et Baud (FB 11327)

Grain. point	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U (ppm)	$^{206}\text{Pb}^*$ (ppm)	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$f_{206}$ %	Total		Radiogénique		Age (Ma)			
							$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}$	$^{238}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}$	$^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}$	$^{238}\text{U}$
<i>Granite du Crano (FB 10461)</i>														
1.1	670	87	0.13	26.9	105 373	0.136	21.574	0.227	0.05324	0.00022	0.04629	0.00049	292	3
2.1	502	355	0.71	19.8	7 003	0.279	21.926	0.137	0.05428	0.00031	0.04548	0.00028	287	2
3.1	1143	160	0.14	53.8	2 326	0.974	18.233	0.107	0.06114	0.00027	0.05431	0.00032	341	2
3.2	2708	5	0.00	106.7	20 013	0.084	21.964	0.120	0.05272	0.00015	0.04549	0.00025	287	2
4.1	114	41	0.36	4.5	-	0.227	21.607	0.114	0.05395	0.00031	0.04618	0.00024	291	2
4.2	1835	195	0.11	132.4	9 095	-	12.002	0.373	0.05417	0.00044	0.08332	0.00259	516	15
5.1	716	334	0.47	52.2	82 634	0.218	11.865	0.078	0.05953	0.00019	0.08410	0.00056	521	3
6.1	4179	16	0.00	184.2	7 011	0.169	19.570	0.262	0.05419	0.00054	0.05101	0.00068	321	4
6.2	501	238	0.47	78.4	-	1.650	5.244	0.044	0.15250	0.00125	0.18754	0.00158	1108	9
7.1	379	30	0.08	19.1	5 171	0.509	16.936	0.388	0.05805	0.00038	0.05874	0.00135	368	8
8.1	1044	123	0.12	39.3	36 251	0.099	22.986	0.129	0.05255	0.00020	0.04346	0.00024	274	2
8.2	3730	99	0.14	26.3	-	0.200	23.992	0.236	0.05311	0.00020	0.04160	0.00041	263	3
8.3	700	82	0.12	26.0	3 686	0.775	23.139	0.257	0.05789	0.00028	0.04288	0.00048	271	3
9.1	2629	31	0.01	100.2	4 698	0.395	22.611	0.228	0.05501	0.00029	0.04405	0.00045	278	3
10.1	170	157	0.92	12.8	1 786	0.722	11.504	0.051	0.06401	0.00109	0.08630	0.00038	534	2
11.1	674	312	0.46	28.5	-	0.214	20.448	0.193	0.05421	0.00020	0.04880	0.00046	307	3
12.1	555	323	0.58	26.8	-	0.158	17.892	0.125	0.05479	0.00022	0.05580	0.00039	350	2
13.1	476	50	0.10	17.7	3 457	0.414	23.164	0.156	0.05500	0.00040	0.04299	0.00029	271	2
14.1	99	272	2.75	11.9	4 655	0.616	7.200	0.061	0.07198	0.00058	0.13803	0.00116	834	7
15.1	247	75	0.30	23.7	763	2.687	8.811	0.062	0.08421	0.00095	0.11044	0.00077	675	4
16.1	1520	4701	3.09	72.4	2 615	1.036	15.518	0.183	0.06306	0.00085	0.06377	0.00075	399	5
17.1	1398	285	0.20	83.5	3 911	0.812	14.319	0.151	0.06210	0.00057	0.06927	0.00073	432	4

- Notes :
1. Incertitudes données à  $1\sigma$ .
  2. L'erreur due à la calibration à l'aide du standard 91500 est incluse dans les erreurs ci-dessus.
  3.  $f_{206}$  % correspond au pourcentage de  $^{206}\text{Pb}$  issu du Pb commun.
  4. Correction du Pb commun réalisée à l'aide des rapports  $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$  et  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  mesurés selon Tera and Wasserburg (1972) développé par Williams (1998).

**Tab. 2 - Analyses U-Pb (Laser-Neptune) sur zircons du granite du Crano**

Grain point	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	<sup>206</sup> Pb* (ppm)	<sup>206</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb	f <sub>206</sub> %	Rapports radiogéniques						Age (Ma)				% Disc			
							<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U ±	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb ±	ρ	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U ±	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U ±	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U ±	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U ±	<sup>206</sup> Pb/ <sup>207</sup> Pb ±						
															<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb		ρ	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U
<b>Granite du Crano (FB 10461)</b>																				
1.1	670	87	0.13	26.9	105 373	0.017	0.0463	0.0005	0.3393	0.0040	0.05311	0.00028	0.891	292	3	297	3	333	12	88
2.1	502	355	0.71	19.8	7 003	0.262	0.0455	0.0003	0.3273	0.0072	0.05218	0.00109	0.285	287	2	287	5	293	47	98
3.1	1143	160	0.14	53.8	2 326	0.784	0.0544	0.0003	0.4115	0.0056	0.05484	0.00067	0.434	342	2	350	4	406	27	84
3.2	2708	5	0.00	106.7	20 013	0.092	0.0455	0.0002	0.3260	0.0037	0.05198	0.00052	0.480	287	2	287	3	285	23	101
4.1	114	41	0.36	4.5	-	-	0.0463	0.0002	0.3443	0.0027	0.05395	0.00031	0.679	292	2	300	2	369	13	79
4.2	1835	195	0.11	132.4	9 095	0.197	0.0832	0.0026	0.6026	0.0235	0.05256	0.00124	0.798	515	15	479	15	310	53	166
5.1	716	334	0.47	52.2	82 634	0.022	0.0843	0.0006	0.6896	0.0052	0.05935	0.00021	0.878	520	3	533	3	580	8	90
6.1	4179	16	0.00	184.2	7 011	0.261	0.0510	0.0007	0.3660	0.0076	0.05209	0.00082	0.647	322	4	317	6	289	36	111
6.2	501	238	0.47	78.4	-	-	0.1907	0.0016	4.0095	0.0472	0.15250	0.00125	0.715	1125	9	1636	10	2374	14	47
7.1	379	30	0.08	19.1	5 171	0.352	0.0588	0.0013	0.4479	0.0177	0.05522	0.00178	0.580	369	8	376	12	421	70	88
8.1	1044	123	0.12	39.3	36 251	0.051	0.0435	0.0002	0.3126	0.0024	0.05215	0.00028	0.728	274	2	276	2	292	12	94
8.2	730	99	0.14	26.3	-	-	0.0417	0.0004	0.3052	0.0032	0.05311	0.00020	0.935	263	3	270	2	333	8	79
8.3	700	82	0.12	26.0	3 686	0.498	0.0430	0.0005	0.3197	0.0138	0.05392	0.00225	0.257	271	3	282	11	368	91	74
9.1	2629	31	0.01	100.2	4 698	0.391	0.0441	0.0004	0.3151	0.0048	0.05188	0.00060	0.659	278	3	278	4	280	26	99
10.1	170	157	0.92	12.8	1 786	1.003	0.0861	0.0004	0.6623	0.0269	0.05582	0.00226	0.109	532	2	516	16	445	87	120
11.1	674	312	0.46	28.5	-	-	0.0489	0.0005	0.3656	0.0037	0.05421	0.00020	0.929	308	3	316	3	380	8	81
12.1	555	323	0.58	26.8	-	-	0.0559	0.0004	0.4222	0.0034	0.05479	0.00022	0.871	351	2	358	2	404	9	87
13.1	476	50	0.10	17.7	3 457	0.531	0.0429	0.0003	0.3005	0.0057	0.05075	0.00089	0.356	271	2	267	4	229	40	118
14.1	99	272	2.75	11.9	4 655	0.373	0.1384	0.0012	1.3143	0.0222	0.06889	0.00101	0.498	835	7	852	10	895	30	93
15.1	247	75	0.30	23.7	763	2.313	0.1109	0.0008	0.9978	0.0396	0.06528	0.00255	0.177	678	5	703	20	783	80	87
16.1	1520	4701	3.09	72.4	2 615	0.694	0.0640	0.0008	0.5072	0.0145	0.05748	0.00150	0.412	400	5	417	10	510	56	78
17.1	1398	285	0.20	83.5	3 911	0.462	0.0695	0.0007	0.5595	0.0237	0.05837	0.00240	0.248	433	4	451	15	544	87	80

- Notes :
1. Incertitudes données à  $\phi$ .
  2. f<sub>206</sub> % correspond au pourcentage de <sup>206</sup>Pb issu du Pb commun.
  3. La correction du Pb commun utilise le rapport <sup>204</sup>Pb/<sup>206</sup>Pb.
  4. Pour le % de concordance, 100% désigne une analyse concordante.

**Tabl. 3 - Analyses U-Pb (Laser-Neptune) sur zircon avec correction du Pb par la méthode du <sup>204</sup>Pb**

Grain. point	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	$^{206}\text{Pb}^*$ (ppm)	$^{206}\text{Pb}/$ $^{204}\text{Pb}$	$f_{206}$ %	Total			Radiogénique			Age (Ma)	
							$^{238}\text{U}/$ $^{206}\text{Pb}$	$\pm$	$^{207}\text{Pb}/$ $^{206}\text{Pb}$	$\pm$	$^{238}\text{U}$	$\pm$	$^{206}\text{Pb}/$ $^{238}\text{U}$	$\pm$
<b>Granite du Crano (FB 10720)</b>														
1.1	758	169	0.22	36.4	842	2.806	17.315	0.517	0.07614	0.00143	0.05613	0.00168	352	10
1.2	527	225	0.43	31.4	1 957	1.549	14.078	0.226	0.06809	0.00053	0.06993	0.00112	436	7
2.1	483	191	0.40	63.2	3 326	0.507	6.621	0.032	0.07501	0.00077	0.15026	0.00073	902	4
3.1	668	137	0.21	71.0	3 594	0.420	8.092	0.143	0.07091	0.00022	0.12307	0.00217	748	12
4.1	797	333	0.42	37.7	494	3.623	17.673	0.510	0.08246	0.00154	0.05453	0.00157	342	10
6.1	365	34	0.09	22.4	331 639	-	14.126	0.191	0.05748	0.00019	0.07079	0.00096	441	6
7.1	945	185	0.20	39.5	4 504	0.430	20.528	0.165	0.05590	0.00035	0.04850	0.00039	305	2
8.1	893	4	0.00	36.9	10 743	0.063	20.934	0.159	0.05284	0.00018	0.04774	0.00036	301	2
8.2	963	4	0.00	39.4	8 192	0.327	21.127	0.168	0.05496	0.00023	0.04718	0.00038	297	2
9.1	199	87	0.43	14.1	7 328	0.170	12.027	0.123	0.06215	0.00031	0.08301	0.00085	514	5
10.1	470	73	0.16	19.2	15 793	0.176	21.110	0.157	0.05374	0.00019	0.04729	0.00035	298	2
11.1	701	96	0.14	41.2	2 363	0.770	14.610	0.465	0.06148	0.00032	0.06792	0.00216	424	13
12.1	3723	200	0.05	159.1	158 852	-	20.247	0.266	0.05206	0.00022	0.04939	0.00065	311	4
13.1	1190	286	0.24	35.1	287	6.482	26.909	0.763	0.10431	0.00353	0.03475	0.00099	220	6
14.1	881	569	0.65	28.1	560	3.192	25.348	0.292	0.07793	0.00124	0.03819	0.00044	242	3
15.1	874	226	0.26	27.7	300	5.976	25.216	1.050	0.10025	0.00088	0.03729	0.00155	236	10
16.1	2006	416	0.21	81.7	1 590	1.250	20.888	0.178	0.06235	0.00042	0.04728	0.00040	298	2

Notes :

1. Incertitudes données à  $1\sigma$ .
2. L'erreur due à la calibration à l'aide du standard 91500 est incluse dans les erreurs ci-dessus.
3.  $f_{206}$  % correspond au pourcentage de  $^{206}\text{Pb}$  issu du Pb commun.
4. Correction du Pb commun réalisée à l'aide des rapports  $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$  et  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  mesurés selon Tera and Wasserburg (1972) développé par Williams (1998).

Tab. 4 - Analyses U-Pb (Laser-Neptune) sur zircons, granite du Crano

Grain point (ppm)	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	$^{206}\text{Pb}^*$ (ppm)	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$f_{206}$ %	Rapports radiogéniques				Age (Ma)									
							$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$ ±	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$ ±	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$ ±	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$ ±	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$ ±	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$ ±	% Disc							
<b>Granite du Crano (FB 10720)</b>																				
1.1	758	169	0.22	36.4	842	2.164	0.0565	0.0017	0.4584	0.0392	0.05885	0.00471	0.350	354	10	383	27	561	166	63
1.2	527	225	0.43	31.4	1957	0.924	0.0704	0.0011	0.5886	0.0417	0.06066	0.00419	0.226	438	7	470	26	627	142	70
2.1	483	191	0.40	63.2	3326	0.516	0.1502	0.0007	1.4646	0.0387	0.07070	0.00184	0.184	902	4	916	16	949	52	95
3.1	668	137	0.21	71.0	3594	0.482	0.1230	0.0022	1.1344	0.0265	0.06690	0.00102	0.756	748	12	770	13	835	32	90
4.1	797	333	0.42	37.7	494	3.694	0.0545	0.0016	0.3962	0.0290	0.05274	0.00355	0.394	342	10	339	21	318	146	108
6.1	365	34	0.09	22.4	331639	0.005	0.0708	0.0010	0.5606	0.0079	0.05744	0.00021	0.966	441	6	452	5	508	8	87
7.1	945	185	0.20	39.5	4504	0.406	0.0485	0.0004	0.3522	0.0061	0.05264	0.00081	0.461	305	2	306	5	313	35	97
8.1	893	4	0.00	36.9	10743	0.170	0.0477	0.0004	0.3384	0.0062	0.05147	0.00086	0.413	300	2	296	5	262	38	115
8.2	963	4	0.00	39.4	8192	0.224	0.0472	0.0004	0.3462	0.0076	0.05317	0.00108	0.363	297	2	302	6	336	46	89
9.1	199	87	0.43	14.1	7328	0.242	0.0829	0.0009	0.6881	0.0163	0.06016	0.00129	0.432	514	5	532	10	610	46	84
10.1	470	73	0.16	19.2	15793	0.116	0.0473	0.0004	0.3445	0.0045	0.05281	0.00057	0.567	298	2	301	3	321	24	93
11.1	701	96	0.14	41.2	2363	0.766	0.0679	0.0022	0.5177	0.0182	0.05528	0.00082	0.907	424	13	424	12	424	33	100
12.1	3723	200	0.05	159.1	158852	0.012	0.0494	0.0006	0.3539	0.0050	0.05197	0.00026	0.934	311	4	308	4	284	11	109
13.1	1190	286	0.24	35.1	287	6.380	0.0348	0.0010	0.2553	0.1314	0.05322	0.02735	0.055	220	6	231	101	338	873	65
14.1	881	569	0.65	28.1	560	3.272	0.0382	0.0004	0.2719	0.0131	0.05167	0.00242	0.238	241	3	244	10	271	104	89
15.1	874	226	0.26	27.7	300	6.097	0.0372	0.0016	0.2635	0.0263	0.05131	0.00465	0.418	236	10	237	21	255	196	92
16.1	2006	416	0.21	81.7	1590	1.152	0.0473	0.0004	0.3466	0.0326	0.05313	0.00497	0.091	298	2	302	24	334	199	89

Notes : 1. Incertitudes données à d.

2.  $f_{206}$  % correspond au pourcentage de Pb issu du Pb commun.

3. La correction du Pb commun utilise le rapport  $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ .

4. Pour le % de concordance, 100% désigne une analyse concordante.

Tabl. 5 - Analyses U-Pb (Laser-Neptune) sur zircon avec correction du Pb par la méthode du  $^{204}\text{Pb}$

Grain. point	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	$^{206}\text{Pb}^*$ (ppm)	$^{206}\text{Pb}/$ $^{204}\text{Pb}$	$f_{206}$ %	Total			Radiogénétique		Age (Ma)		
							$^{238}\text{U}/$ $^{206}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/$ $^{206}\text{Pb}$	$\pm$	$^{206}\text{Pb}/$ $^{238}\text{U}$	$\pm$	$^{206}\text{Pb}/$ $^{238}\text{U}$	$\pm$	
<b>Granite FB 10972</b>														
1.1	375	309	0.82	22	33762	-	14.746	0.099	0.05523	0.00028	0.06781	0.00046	423	3
1.2	552	491	0.89	32	-	0.036	14.940	0.100	0.05545	0.00027	0.06691	0.00045	418	3
2.1	951	1	0.00	56	-	-	14.763	0.142	0.05452	0.00028	0.06774	0.00065	423	4
2.2	1301	1	0.00	75	-	-	15.078	0.078	0.05439	0.00027	0.06632	0.00034	414	2
2.3	1362	1	0.00	79	13138	-	14.920	0.086	0.05459	0.00025	0.06702	0.00039	418	2
2.4	944	0	0.00	56	10553	-	14.570	0.078	0.05496	0.00025	0.06863	0.00037	428	2
3.1	173	32	0.19	7	-	0.094	21.195	0.145	0.05302	0.00032	0.04714	0.00032	297	2
4.1	189	226	1.20	23	24309	0.171	7.134	0.083	0.06871	0.00034	0.13994	0.00162	844	9
5.1	564	96	0.17	42	12613	0.048	11.601	0.095	0.05849	0.00030	0.08616	0.00070	533	4
6.1	140	126	0.90	13	3491	0.497	8.930	0.154	0.06624	0.00044	0.11142	0.00193	681	11
7.1	708	49	0.07	34	-	0.278	17.835	0.323	0.05578	0.00027	0.05591	0.00101	351	6
8.1	87	118	1.36	8	-	0.745	9.303	0.111	0.06749	0.00047	0.10670	0.00127	654	7
9.1	459	122	0.26	34	18248	0.213	11.608	0.109	0.05981	0.00031	0.08596	0.00081	532	5
10.1	7107	19	0.00	301	134924	0.145	20.379	0.225	0.05368	0.00053	0.04900	0.00054	308	3
11.1	56	16	0.29	5	974	0.313	9.186	0.091	0.06427	0.00057	0.10852	0.00107	664	6
12.1	140	87	0.62	10	2080	0.206	12.260	0.122	0.05900	0.00039	0.08140	0.00081	504	5
13.1	67	25	0.37	5	-	0.302	11.031	0.126	0.06124	0.00058	0.09038	0.00103	558	6
14.1	297	99	0.33	23	-	0.231	11.380	0.101	0.06022	0.00032	0.08767	0.00078	542	5

- Notes :
1. Incertitudes données à  $1\sigma$ .
  2. L'erreur due à la calibration à l'aide du standard 91500 est incluse dans les erreurs ci-dessus.
  3.  $f_{206}$  % correspond au pourcentage de  $^{206}\text{Pb}$  issu du Pb commun.
  4. Correction du Pb commun réalisée à l'aide des rapports  $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$  et  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  mesurés selon Tera and Wasserburg (1972) développé par Williams (1998).

**Tabl. 6 - Analyses U-Pb (Laser-Neptune) sur zircons, granite de Guern**

Grain. point	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	$^{206}\text{Pb}^*$ (ppm)	Rappports radiogéniques				Age (Ma)				%	Conc.						
					$f_{206}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{208}\text{Pb}$	$\rho$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm$			$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\pm$	$^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$			
																		$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$
<b>Granite FB 10972</b>																				
1.1	375	309	0.82	22	0.054	0.0678	0.0005	0.5121	0.0058	0.05480	0.00049	0.599	423	3	420	4	404	20	105	
1.2	552	491	0.89	32	-	0.0669	0.0004	0.5117	0.0043	0.05545	0.00027	0.805	418	3	420	3	430	11	97	
2.1	951	1	0.00	56	-	0.0677	0.0007	0.5092	0.0056	0.05452	0.00028	0.885	423	4	418	4	393	11	108	
2.2	1301	1	0.00	75	-	0.0663	0.0003	0.4974	0.0036	0.05439	0.00027	0.724	414	2	410	2	387	11	107	
2.3	1362	1	0.00	79	13138	0.138	0.0669	0.0004	0.4935	0.0080	0.05348	0.00081	0.357	418	2	407	5	349	34	120
2.4	944	0	0.00	56	10553	0.171	0.0685	0.0004	0.5061	0.0093	0.05357	0.00094	0.292	427	2	416	6	353	39	121
3.1	173	32	0.19	7	-	0.0472	0.0003	0.3449	0.0032	0.05302	0.00032	0.748	297	2	301	2	330	14	90	
4.1	189	226	1.20	23	24309	0.071	0.1401	0.0016	1.3156	0.0191	0.06812	0.00060	0.797	845	9	853	8	872	18	97
5.1	564	96	0.17	42	12613	0.142	0.0861	0.0007	0.6805	0.0117	0.05734	0.00087	0.473	532	4	527	7	505	33	106
6.1	140	126	0.90	13	3491	0.506	0.1114	0.0019	0.9538	0.0416	0.06209	0.00249	0.397	681	11	680	21	677	83	101
7.1	708	49	0.07	34	-	-	0.0561	0.0010	0.4312	0.0081	0.05578	0.00027	0.966	352	6	364	6	444	11	79
8.1	87	118	1.36	8	-	-	0.1075	0.0013	1.0004	0.0138	0.06749	0.00047	0.863	658	7	704	7	853	14	77
9.1	459	122	0.26	34	18248	0.098	0.0861	0.0008	0.7003	0.0106	0.05901	0.00070	0.619	532	5	539	6	568	26	94
10.1	7107	19	0.00	301	134924	0.014	0.0491	0.0005	0.3624	0.0056	0.05358	0.00059	0.710	309	3	314	4	353	24	87
11.1	56	16	0.29	5	974	1.815	0.1069	0.0011	0.7244	0.1168	0.04915	0.00791	0.061	655	6	553	67	155	339	422
12.1	140	87	0.62	10	2080	0.863	0.0809	0.0008	0.5791	0.0376	0.05194	0.00334	0.153	501	5	464	24	283	141	177
13.1	67	25	0.37	5	-	-	0.0906	0.0010	0.7654	0.0113	0.06124	0.00058	0.773	559	6	577	6	648	20	86
14.1	297	99	0.33	23	-	-	0.0879	0.0008	0.7297	0.0075	0.06022	0.00032	0.860	543	5	556	4	612	11	89

Notes :

1. Incertitudes données à  $1\sigma$ .
2.  $f_{206}$  % correspond au pourcentage de  $^{206}\text{Pb}$  issu du Pb commun.
3. La correction du Pb commun utilise le rapport  $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ .
4. Pour le % de concordance 100% désigne une analyse concordante

Tabl. 7 - Analyses U-PB (Laser-Neptune) (granite de Guern) correction du Pb par la méthode du  $^{204}\text{Pb}$



Grain. point	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U (ppm)	$^{206}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^*$ (ppm)	$^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$f_{206}$ %	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$		Total $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$		Radiogénique $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		Age (Ma) $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	
							$^{206}\text{Pb}$	$\pm$	$^{206}\text{Pb}$	$\pm$	$^{206}\text{Pb}$	$\pm$	$^{206}\text{Pb}$	$\pm$
1.1	124	70	0.59	57.1	0.000015	0.236	1.870	0.026	0.19379	0.00202	0.5336	0.0102	2757	43
2.1	235	99	0.43	20.4	0.000038	0.024	9.900	0.131	0.06066	0.00066	0.1010	0.0014	620	8
3.1	474	145	0.32	35.7	0.000000	0.000	11.412	0.138	0.05831	0.00048	0.0876	0.0011	542	6
<b>4.1</b>	<b>272</b>	<b>2</b>	<b>0.01</b>	<b>11.6</b>	<b>0.000071</b>	<b>0.097</b>	<b>20.106</b>	<b>0.266</b>	<b>0.05340</b>	<b>0.00082</b>	<b>0.0497</b>	<b>0.0007</b>	<b>313</b>	<b>4</b>
5.1	966	12	0.01	34.3	0.001120	2.436	24.208	0.293	0.07108	0.00097	0.0403	0.0005	255	3
6.1	210	44	0.21	20.2	0.000119	0.255	8.933	0.115	0.06434	0.00067	0.1117	0.0015	682	9
7.1	341	150	0.45	27.0	0.000000	0.117	10.842	0.135	0.05998	0.00059	0.0921	0.0012	568	7
<b>8.1</b>	<b>1121</b>	<b>3</b>	<b>0.00</b>	<b>47.5</b>	<b>0.000114</b>	<b>0.178</b>	<b>20.281</b>	<b>0.241</b>	<b>0.05398</b>	<b>0.00040</b>	<b>0.0492</b>	<b>0.0006</b>	<b>310</b>	<b>4</b>
9.1	956	22	0.02	75.8	0.000109	0.286	10.843	0.127	0.06134	0.00048	0.0920	0.0011	567	6
10.1	1321	344	0.27	97.2	0.000032	0.348	11.674	0.136	0.06081	0.00033	0.0854	0.0010	528	6
11.1	193	113	0.61	13.8	0.000107	0.108	11.966	0.159	0.05853	0.00076	0.0835	0.0011	517	7
12.1	1238	219	0.18	50.1	0.001575	4.117	21.213	0.455	0.08637	0.00306	0.0452	0.0010	285	6
14.1	1281	60	0.05	63.6	0.000657	1.416	17.315	0.232	0.06515	0.00082	0.0569	0.0008	357	5
15.1	1799	8	0.00	96.4	0.000035	0.153	16.039	0.187	0.05567	0.00088	0.0623	0.0007	389	4

**Granite de Cascadec (FB 10290)**

Notes : 1. Incertitudes données à  $1\sigma$ .

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

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

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

**Tabl. 8 - Analyses U-Pb (SHRIMP) sur zircons, granite de Cascadec**

Grain.	U	Th	Th/U	Pb*	<sup>204</sup> Pb/ (ppm)	<sup>206</sup> Pb (ppm)	f <sub>206</sub>	Rapports radiogéniques				Age (Ma)					
								<sup>206</sup> Pb/ % ±	<sup>238</sup> U ±	<sup>207</sup> Pb/ ±	<sup>235</sup> U ±	<sup>206</sup> Pb/ ±	<sup>238</sup> U ±	<sup>207</sup> Pb/ ±	<sup>235</sup> U ±	<sup>206</sup> Pb/ ±	<sup>207</sup> Pb/ ±
<b>Granite de Cascadec (FB 10290)</b>																	
1.1	124	70	0.59	57.1	0.000015	0.021	0.5348	0.0047	14.275	0.200	0.19360	0.00194	0.645	2761	28 2768	13 2773	17 100
2.1	235	99	0.43	20.4	0.000038	0.067	0.1009	0.0008	0.837	0.012	0.06011	0.00072	0.559	620	7 617	6 608	26 102
3.1	474	145	0.32	35.7	0.000000	0.000	0.0876	0.0006	0.705	0.007	0.05831	0.00048	0.615	542	6 542	4 542	18 100
4.1	272	2	0.01	11.6	0.000071	0.130	0.0497	0.0004	0.359	0.009	0.05236	0.00131	0.308	313	4 311	7 301	57 104
5.1	966	12	0.01	34.3	0.001120	2.025	0.0405	0.0003	0.305	0.011	0.05472	0.00191	0.188	256	3 271	9 401	78 64
6.1	210	44	0.21	20.2	0.000119	0.209	0.1117	0.0009	0.965	0.016	0.06262	0.00094	0.458	683	8 686	8 695	32 98
7.1	341	150	0.45	27.0	0.000000	0.000	0.0922	0.0006	0.763	0.009	0.05998	0.00059	0.580	569	6 576	5 603	21 94
8.1	1121	3	0.00	47.5	0.000114	0.208	0.0492	0.0003	0.355	0.005	0.05232	0.00063	0.455	310	3 308	3 299	27 103
9.1	956	22	0.02	75.8	0.000109	0.193	0.0920	0.0005	0.758	0.011	0.05976	0.00078	0.410	568	6 573	6 595	27 95
10.1	1321	344	0.27	97.2	0.000032	0.056	0.0856	0.0005	0.712	0.006	0.06035	0.00037	0.671	530	5 546	4 616	13 86
11.1	193	113	0.61	13.8	0.000107	0.192	0.0834	0.0007	0.655	0.014	0.05697	0.00114	0.383	516	6 512	8 490	44 105
12.1	1238	219	0.18	50.1	0.001575	2.761	0.0458	0.0008	0.402	0.024	0.06363	0.00356	0.312	289	6 344	17 730	118 40
14.1	1281	60	0.05	63.6	0.000657	1.184	0.0571	0.0005	0.437	0.011	0.05557	0.00122	0.358	358	4 369	7 435	49 82
15.1	1799	8	0.00	96.4	0.000035	0.064	0.0623	0.0003	0.474	0.008	0.05516	0.00088	0.321	390	4 394	6 419	36 93

Notes : 1. Incertitudes données à  $\pm\sigma$ .

2. f<sub>206</sub> % correspond au pourcentage de <sup>206</sup>Pb issu du Pb commun.

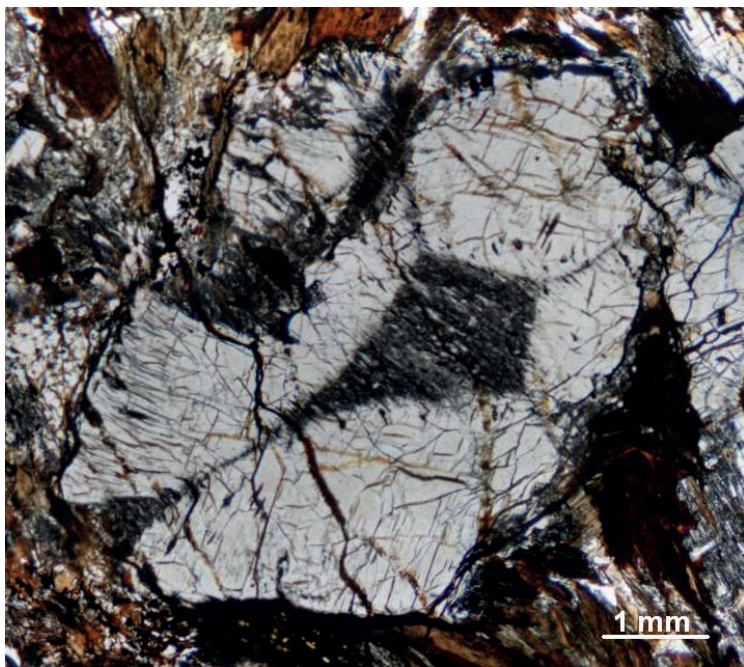
3. La correction du Pb commun utilise le rapport <sup>204</sup>Pb/<sup>206</sup>Pb.

4. Pour le % de concordance 100% désigne une analyse concordante

Tabl. 9 - Analyses U-Pb (SHRIMP) sur zircons, granite de Cascadec

## NOTES

Achevé d'imprimer par  
Unité Reprographie  
du BRGM



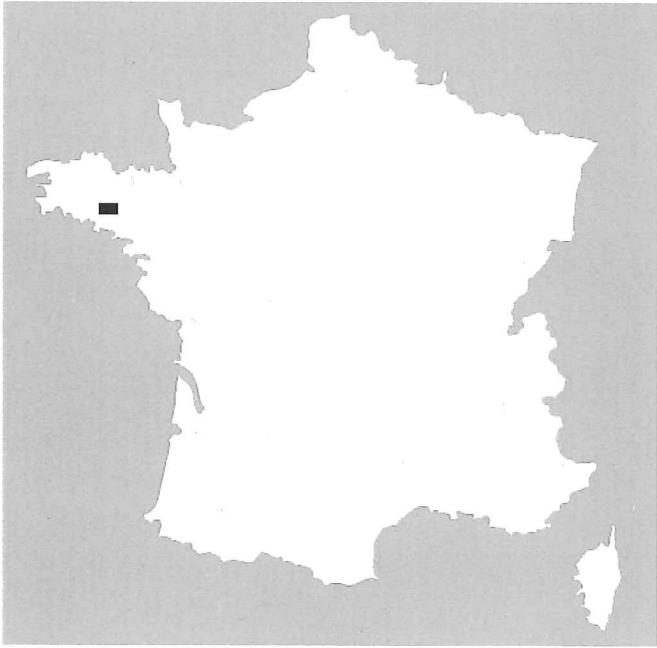
**Fig. 17 - Cristal subautomorphe de chialtolite dans les micaschistes gris-noir de la Formation d'Elliant.** Les micaschistes fins, gris sombre, associés aux micaschistes quartzeux (quartz > 50%) et métaquartzites (quartz > 80%), de la chapelle Sainte-Barbe, ont une paragenèse comprenant outre du quartz (15-25%) et de la muscovite (45 - 70%), de minces lits d'opagues en filaments flexueux (15 à 30%) qui, très probablement, correspondent à du graphite



**Fig. 18 - Bloc plurimétrique de conglomérat avec matrice de teinte rouille sablo-graveleuse, plus ou moins silicifiée, emballant des galets et blocs sub-arrondis de 1 à 15 cm de quartz, de métaquartzites, et plus rarement de schistes**



**Fig. 19 - Contact discordant entre le socle briovérien (métaquartzite micacé) et sa couverture ; cette dernière correspond à un conglomérat hétérométrique montrant une matrice sablo-gravelo-argileuse rouille, plus ou moins silicifiée, emballant des galets et blocs subarrondis, à patine rouille, de 1 à 20 cm, de quartz, de métaquartzites et plus rarement de granites**



# BUBRY

La carte géologique à 1/50 000  
BUBRY est recouverte  
par les coupures suivantes  
de la Carte géologique de la France à 1/80 000  
au Nord : PONTIVY (N° 74)  
au Sud : VANNES (N° 89)

Rostrenen	Pontivy	Loudéac
Plouay	BUBRY	Josselin
Lorient	Baud	Elven