

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

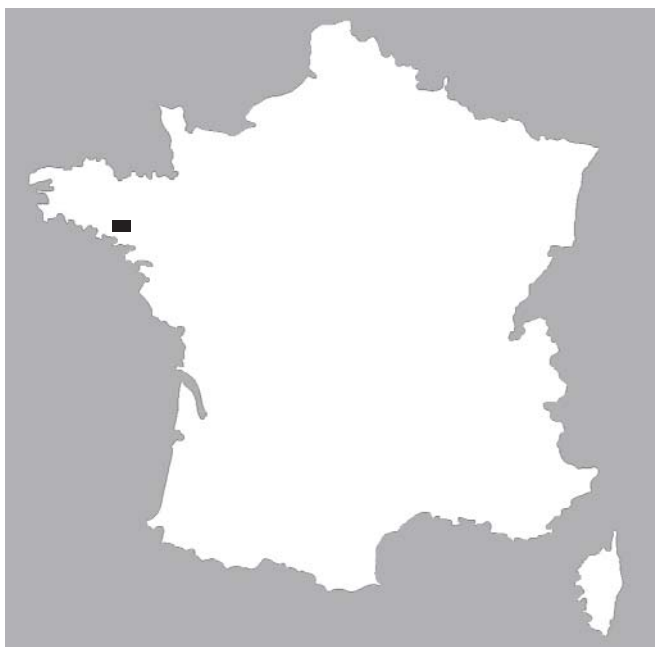
# ELVEN

par

F. BÉCHENNEC et D. THIÉBLEMONT

Avec la collaboration de

A. COCHERIE et F. LUCASSOU



# ELVEN

La carte géologique à 1/50 000  
ELVEN est recouverte  
par la coupure VANNES (N° 89)  
de la Carte géologique de la France à 1/80 000

Bubry	Josselin	Ploërmel
Baud	ELVEN	Malestroit
Auray Quiberon	Vannes Saint-Gildas de-Rhuis	Questembert

BRGM  
SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL

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

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

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

**par**

**F. BÉCHENNEC, D. THIÉBLEMONT**

**Avec la collaboration de  
A. COCHERIE, F. LUCASSOU**

**2013**

**BRGM Éditions**

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

– *pour la carte* : BÉCHENNEC F., avec la participation de Vidal M., Nontanovanh M., Vandenebeele P., Vaumoron C., Van Vliet-Lanoë B., Michel Y. (2013) – Carte géol. France (1/50 000), feuille Elven (385). Orléans : BRGM. Notice explicative Béchenne F., Thiéblemont D., avec la collaboration de Cocherie A., Lucassou F. 135 p.

– *pour la notice* : BÉCHENNEC F., THIÉBLEMONT D., avec la collaboration de Cocherie A., Lucassou F. (2013) – Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Elven (385). Orléans : BRGM, 135 p. Carte géologique par Béchenne F. *et al.* (2013).

© BRGM, 2013. 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 : 978-2-7159-1385-1

## SOMMAIRE

<b>RÉSUMÉ</b>	7
<b>ABSTRACT</b>	9
<b>INTRODUCTION</b>	11
<i>CADRE GÉOGRAPHIQUE</i>	11
<i>CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL – PRÉSENTATION     DE LA CARTE</i>	13
<i>TRAVAUX ANTÉRIEURS – CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT     DE LA CARTE</i>	15
<b>DESCRIPTION DES TERRAINS</b>	18
<i>SOCLE VARISQUE : UNITÉS MÉTAMORPHIQUES ET     PLUTONIQUES</i>	18
<b>Unités métamorphiques et plutoniques du Domaine         varisque sud-armoricain (méridional)</b>	18
<b>Unités métamorphiques et plutoniques du Domaine         varisque ligéro-séan (central)</b>	22
<b>Unités métamorphiques et plutoniques du Domaine         varisque de Bretagne centrale (septentrional)</b>	36
<i>ROCHES FILONIENNES TARDIVARISQUES</i>	59
<i>FORMATIONS CÉNOZOÏQUES</i>	63
FORMATIONS SÉDIMENTAIRES TERTIAIRES	63
FORMATIONS SUPERFICIELLES	64
<b>Dépôts fluviatiles</b>	64
<b>Dépôts de versants</b>	65
<b>CONDITIONS DE FORMATION DES ENTITÉS GÉOLOGIQUES</b>	65
<i>FORMATIONS MÉTASÉDIMENTAIRES</i>	65
<i>ORTHOGNEISS ORDOVICIEN</i>	72
<i>GRANITES VARISQUES</i>	73
<b>ÉVOLUTION TECTONO-MÉTAMORPHIQUE</b>	78
<i>MÉTAMORPHISMES VARISQUES</i>	78
DOMAINE VARISQUE DE BRETAGNE CENTRALE	78
<b>Évolution tectono-métamorphique des formations             du Briovérien</b>	78
<b>Évolution tectono-métamorphique des formations             métasédimentaires de l'Unité du Sud de Rennes</b>	79
DOMAINE VARISQUE LIGÉRO-SÉAN	80

<b>Évolution tectono-métamorphique des formations métrasédimentaires de l'Unité des Landes de Lanvaux</b>	<b>80</b>
<b>Évolution tectono-métamorphique des formations métrasédimentaires de l'Unité de Péaule</b>	<b>81</b>
<i>DÉFORMATIONS VARISQUES</i>	<b>82</b>
<i>DÉFORMATIONS FINI ET POST-VARISQUES</i>	<b>85</b>
<b>SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE</b>	<b>85</b>
<b>Sédimentation et magmatisme au Protérozoïque     supérieur</b>	<b>85</b>
<b>Sédimentation et magmatisme au Paléozoïque</b>	<b>86</b>
<b>Évolution post-paléozoïque</b>	<b>89</b>
<b>GÉODYNAMIQUE RÉCENTE</b>	<b>90</b>
<b>GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT</b>	<b>92</b>
<i>OCCUPATION DU SOL</i>	<b>92</b>
<i>RISQUES NATURELS</i>	<b>92</b>
<b>INONDATION</b>	<b>92</b>
<b>SISMICITÉ</b>	<b>93</b>
<i>RESSOURCES EN EAU</i>	<b>93</b>
<i>SUBSTANCES UTILES ET CARRIÈRES</i>	<b>113</b>
<i>GITES ET INDICES MINÉRAUX</i>	<b>113</b>
<b>DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE</b>	<b>114</b>
<i>ITINÉRAIRES GÉOLOGIQUES</i>	<b>114</b>
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	<b>120</b>
<i>DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES</i>	<b>130</b>
<i>ANALYSES</i>	<b>130</b>
<b>AUTEURS</b>	<b>130</b>
<b>ANNEXE</b>	<b>133</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 Elven	12
Fig. 2 - Diagramme P – Q de nomenclature des granitoïdes. Les moyennes de référence pour les différents types de roche plutonique sont tirées de F. Debon et P. Lefort (1983 ; 1988), elles sont abrégées comme suit : <b>go</b> - gabbro, <b>mzgo</b> - monzogabbro, <b>mz</b> - monzonite, <b>s</b> - syénite, <b>dq</b> - diorite quartzifère, <b>mz dq</b> - monzodiorite quartzifère, <b>mzq</b> - monzonite quartzifère, <b>sq</b> - syénite quartzifère, <b>to</b> - tonalite, <b>gd</b> - granodiorite, <b>ad</b> - adamellite, <b>gr</b> - granite	20
Fig. 3 - Coupe des formations de Saint-Jean-Brévelay et du Grès armoricain, à Linier en bordure du GR 38	38
Fig. 4 - Diagramme de répartition (Pupin, 1980) des zircons indexés du granite de Lizio (échantillon 421)	46
Fig. 5 - Diagramme Concordia selon Tera et Wasserburg, pour les zircons du granite de Lizio (échantillon 421)	48
Fig. 6 - Diagramme isochrone Th/Pb = f(U/Pb) pour les monazites du granite de Lizio (échantillon 421)	49
Fig. 7 - Diagramme de répartition (Pupin, 1980) des zircons indexés du granite de Guéhenno (échantillon 418)	54
Fig. 8 - Diagramme Concordia, selon Tera et Wasserburg, pour les zircons du granite de Guéhenno (échantillon 418)	55
Fig. 9 - Diagramme isochrone Th/Pb = f(U/Pb) pour les monazites du granite de Guéhenno (échantillon 418)	56
Fig. 10 - Diagramme de répartition (Pupin, 1980) des zircons indexés du granite de Bignan (échantillon 216)	60
Fig. 11 - Diagramme Concordia, selon Tera et Wasserburg, pour les zircons du granite de Bignan (échantillon 216)	61
Fig. 12 - Diagramme isochrone Th/Pb = f(U/Pb) pour les monazites du granite de Bignan (échantillon 216)	62
Fig. 13 - Spectres de terres rares normalisés aux chondrites (valeurs de Anders et Grévesse, 1989) pour les orthogneiss et granites des feuilles Baud et Elven	70
Fig. 14 - Spectre multi-élémentaire normalisé au manteau primordial (valeurs de Hofmann, 1988) pour l'orthogneiss de Lanvaux	71
Fig. 15 - Report des compositions normatives des granites des feuilles Baud et Elven dans le diagramme Q-Ab-Or (Winkler, 1979) avec indication des lignes cotectiques et eutectiques pour des pressions de 5 et 7 kb (avec $P_{H_2O} = P_{tot}$ )	74



Fig. 16 - Diagramme Y vs. Sr/Y pour les granites des feuilles Baud – Elven avec report du champ des adakites (modifié d’après Defant et Drummond, 1990) et modélisation d’un processus de fusion partielle d’un protolithe ayant la composition moyenne des orthogneiss de Bretagne sud	<b>76</b>
Fig. 17 - Modèle conceptuel des altérations supergènes en domaine granitique (Wyns <i>et al.</i> , 1998 et 2004)	<b>94</b>
Fig. 18 - Masses d’eau souterraine et entités BD LISA recoupées par la feuille à 1/50 000 Elven	<b>98</b>
Fig. 19 - Localisation des bassins versants modélisés (carte) et résultats obtenus (tableau)	<b>99</b>
Fig. 20 - Comparaison des données climatiques (pluie efficace à Grandchamp), hydrologiques (le Loc’h à Brech) et piézométriques (Grandchamp)	<b>100</b>
Fig. 21 - Résultats des forages réalisés dans les formations géologiques de la feuille Elven	<b>102</b>
Fig. 22 - Liste des captages d’alimentation en eau potable. Sources documentaires : ARS 56, BRGM	<b>104</b>
Fig. 23 - Teneur en nitrates au niveau du puits de Kerbotin à Saint-Avé. Sources : ARS 56	<b>106</b>
Fig. 24 - Teneur en nitrates au niveau du puits de Lihanteu à Saint-Avé. Sources : ARS 56	<b>107</b>
Fig. 25 - Teneur en nitrates au niveau de la source de Kerdaniel à Saint-Jean-Brévelay. Sources : ARS 56 et AELB	<b>108</b>
Fig. 26 - Teneur en nitrates au niveau de la source de Locmères à Grand-Champ. Sources : ARS 56 et AELB	<b>109</b>
Fig. 27 - Chronique piézométrique de la station de Grand-Champ (03851X0021/S2). Le repère de mesure est situé à 32 cm au-dessus du sol	<b>112</b>

## ANNEXE

Tabl. 1 - Analyses (éléments majeurs et traces) et normes CIPW de l’orthogneiss de Lanvaux et des granites des feuilles Baud et Elven	<b>135</b>
---	------------

## RÉSUMÉ

La coupure Elven de la carte géologique à 1/50 000 de la France, se situe dans le département du Morbihan et s'étend au Nord de Vannes. Cette région est structurée par les branches sud et nord du Cisaillement sud-armoricain, grand accident transcurrent orienté WNW-ESE, qui la prend en écharpe avant de se poursuivre au-delà, tant vers l'Ouest jusqu'à la Pointe-du-Raz que vers l'Est jusqu'aux confins de la Vendée. De ce fait, la carte Elven est scindée en (1) un Domaine varisque sud-armoricain qui occupe l'angle sud-ouest de la feuille, 2) un Domaine varisque ligéro-sénaise, le plus vaste, qui couvre tout le centre de la carte et 3) un Domaine varisque de Bretagne centrale situé en bordure nord de la coupure. Les terrains de cette carte de socle, bien qu'appartenant à différents domaines, portent tous l'empreinte de l'Orogénèse varisque.

Le Domaine varisque de Bretagne centrale, limité sur son flanc sud par la branche nord du Cisaillement sud-armoricain (CSA), comprend les puissantes séries métasédimentaires du Briovérien, auxquelles succèdent les formations de Saint-Jean-Brévelay, du Grès armoricain, de Traveusot et de Baud ; ces dernières, d'après les données des cartes situées plus à l'Est, sont datées du Cambrien à l'Ordovicien moyen. Enfin, les micaschistes du Briovérien sont recoupés par les massifs de granite de Bignan, de Guéhenno et de Lizio dont les âges, Carbonifère inférieur, s'échelonnent de  $334 \pm 3$  Ma à  $325 \pm 4$  Ma. Ces différents ensembles sont affectés par l'Orogénèse varisque qui se traduit par une déformation synmétamorphe entraînant une transposition totale du protolithe et la foliation principale, très pénétrative, se développe en limite des faciès schistes verts et amphibolites. Dans les séries du Briovérien, la paragenèse associée comprend à la base quartz-biotite-muscovite et plus ou moins d'andalousite. Dans les séries paléozoïques de l'Unité du Sud de Rennes la paragenèse associée caractérise le faciès schistes verts avec quartz-muscovite-biotite et éventuellement chloritoïde-graphite. La déformation concomitante du métamorphisme se traduit par de petits plis intrafoliaux dont seuls subsistent des charnières reliques et la foliation principale est elle-même déformée par de petits plis en chevrons auxquels est localement associée une schistosité de crénulation. De plus, en fin d'évolution varisque, l'individualisation de la branche nord du CSA se traduit par le développement de faciès mylonitiques et sur la carte Elven par le développement d'une faille décrochante dextre, parallèle et associée au CSA, qui met en contact tectonique le Briovérien avec l'Unité du Sud de Rennes.

Le Domaine varisque ligéro-sénaise, encaissé entre les branches nord et sud du CSA, est morphologiquement caractérisé par les hauteurs du Massif de l'orthogneiss de Lanvaux. Ce dernier, daté de l'Ordovicien inférieur à moyen, recoupe les séries métasédimentaires du Groupe de Bains-sur-Oust qui sont elles-mêmes surmontées par celles des formations de Rochefort-en-Terre et de l'Eclys, l'ensemble appartenant à l'Unité des Landes de Lanvaux. L'âge du

Groupe de Bain-sur-Oust est mal documenté, mais du fait de sa lithologie essentiellement terrigène, assez comparable à celle du Briovérien, il est considéré comme, en partie, d'âge protérozoïque terminal, sachant que son toit est daté de l'Ordovicien inférieur. Les deux autres formations sont datées de l'Ordovicien moyen et les schistes carbonés de la Formation de Rochefort-en-Terre, sont lithologiquement et paléontologiquement, proches de ceux de la Formation de Traveusot. Sur son flanc sud, cette unité est recoupée par le massif de granite de Questembert daté du Carbonifère supérieur ( $318 \pm 4$  Ma). Ce dernier, qui enclave les micaschistes de la Formation de Saint-Nolff et en partie les métaquartzites de la Formation de l'Eclys, se caractérise par une texture mylonitique bien marquée. Enfin, en bordure nord-est de ce domaine, les schistes de l'Unité de Saint-Julien-de-Vouvantes forment un biseau peu étendu, étant tectoniquement élidés vers l'Ouest par un cisaillement annexe de la branche nord du CSA. Comme dans le Domaine de Bretagne centrale, toutes les séries sédimentaires portent l'empreinte de l'Orogénèse varisque qui se traduit par une déformation synmétamorphe et entraîne une transposition totale du protolithe ; la foliation principale, très pénétrative, se développe en limite des faciès schistes verts et amphibolites. La paragenèse associée comprend à la base quartz-biotite-muscovite mais inclue aussi, suivant les séries, du chloritoïde, du graphite, et localement (Fm. de Saint-Nolff) de l'andalousite et de la staurotite. Enfin, l'individualisation de la branche sud du CSA induit la déformation ductile du granite de Questembert.

Le Domaine varisque sud-armoricain, limité sur son flanc nord par la branche sud du CSA, occupe uniquement l'angle sud-ouest de la feuille. Il est essentiellement caractérisé par le granite de Sainte-Anne-d'Auray, daté du Carbonifère supérieur, qui, à l'approche du CSA, est affecté par une mylonitisation d'intensité croissante qui aboutit à des ultramylonites, lesquelles sont particulièrement développées dans cette zone.

Cette évolution tectono-métamorphique varisque achève le bâti du socle armoricain et les évolutions ultérieures se limitent à des épisodes de déformation cassante qui initie notamment des failles NNW-ESE, décrochantes, dextres ; ces dernières ont vraisemblablement joué à différentes périodes et notamment à l'Éocène comme le démontre amplement la sédimentation marine présente dans le bassin de Gâvres-Plouhinec (carte Lorient) et ses prolongements sur le plateau continental, et la conservation de dalles reliques de grès siliceux ferrugineux, tel à Moustoir-Ac.

Par la suite, au Plio-Quaternaire, la sédimentation est essentiellement continentale et se traduit par des épandages locaux de séries à sables et galets rubéfiés ; cependant, localement, de rares sédiments marins sont aussi présents. Enfin, les terrasses fluviatiles notées sur les berges des rivières témoignent des épisodes successifs d'incisions et d'inondations principalement liées aux variations climatiques.

## ABSTRACT

The Elven sheet of the 1:50,000-scale geological map of France is located in the Morbihan Department, north of Vannes. This region was deformed by the south and north branches of the South-Armorican Shearzone (CSA on the map), a great WNW-ESE transcurrent fault that continues west until the Pointe-du-Raz and east until the edge of the Vendée region. Because of this structural fact, the Elven map is split into: 1) A Variscan South-Armorican Domain in the southwest corner of the map area; 2) A-much larger-ligéro-sénan Domain that covers the entire centre; and 3) A Variscan Central-Brittany Domain found along the north edge of the map area. The rocks in this basement map area, though belonging to different domains, were all affected by the Variscan orogenesis.

The Variscan Central-Brittany Domain, bounded to the south by the northern branch of the South-Armorican Shearzone (CSA), comprises a thick metasedimentary succession of Brioverian age, overlain by the Saint-Jean-Brévelay, Armorican Sandstone, Traveusot and Baud formations; the last three were dated in map areas farther east as Cambrian to Middle Ordovician. Brioverian micaschist is intersected by the Bignan, Guéhenno and Lizio granite massifs, whose-Early Carboniferous-ages fall between  $334 \pm 3$  Ma and  $325 \pm 4$  Ma. These various units were affected by the Variscan orogenesis, which is shown by a syn-metamorphic deformation that caused a complete transposition of the protolith and by the strongly penetrative foliation that was developed around greenschist and amphibolite rocks. In the Brioverian rocks, the associated paragenesis basically comprises quartz-biotite-muscovite and varying amounts of andalusite. In the Paleozoic rocks of the South Rennes Unit, however, the associated paragenesis is characterized by greenschist facies with quartz-muscovite-biotite and, locally, chloritoid-graphite. Concomitant deformation of the metamorphism is shown by small intrafoliate folds of which only relict hinges are preserved, and by the fact that the main foliation is itself deformed by small chevron folds, locally associated with crenulation cleavage. Moreover, by the end of the Variscan orogenesis, the growth of the north branch of the CSA was accompanied by a development of mylonite facies and, on the Elven map, by a dextral strike-slip fault, parallel to and associated with the CSA, that brought the Brioverian in tectonic contact with the South Rennes Unit.

The Variscan ligéro-sénan Domain, between the north and south branches of the CSA, is morphologically characterized by the hills of the Lanvaux Orthogneiss massif. The latter, of Early to Middle Ordovician age, intersects the metasedimentary rocks of the Bains-sur-Oust Group, which in turn are overlain by the Rochefort-en-Terre and Eclys formations, the whole being part of the Landes-de-Lanvaux unit. The age of the Bain-sur-Oust Group is poorly documented, but, because of its mostly terrigenous lithology that is similar to that of the Brioverian, it is considered to be at least in part of latest Proterozoic age, its overlying rocks having been dated Early Ordovician. The other two

formations are dated Middle Ordovician, the carbon shale of the Rochefort-en-Terre Formation being close to the Traveusot Formation in a lithological and paleontological sense. The Questembert granite on its south flank, dated as Late Carboniferous ( $318 \pm 4$  Ma), intersects this unit; this granite, which contains enclaves of Saint-Nolff Formation micaschist and Eclys Formation metaquartzite, has a well-defined mylonitic texture. On the northeast edge of this domain, finally, shale of the Saint-Julien-de-Vouvantes unit forms a small wedge, drawn out to the west by a subsidiary shear fault of the northern CSA branch. As in the Central Brittany Domain, all sedimentary rock units bear the imprint of the Variscan orogeny. This involved synmetamorphic deformation and a total transposition of the protolith, the main-very penetrative-foliation developing around greenschist and amphibolites bodies. The associated paragenesis basically comprises quartz-biotite-muscovite, but, depending upon the rocks, also includes chloritoid, graphite and, locally (St-Nolff Fm.) andalusite and staurolite. Finally, the development of the southern CSA branch caused ductile deformation of the Questembert granite.

The Variscan South-Armorican Domain, limited to the north by the southern branch of the CSA, only occurs in the southwest corner of the map area. It mostly consists of the Sainte-Anne-d'Auray granite of Late Carboniferous age that, close to the CSA, is affected by mylonitization of increasing intensity that ended in ultramylonite, which is particularly well developed in this area.

These Variscan tectono-metamorphic events completed the construction of the Armorican basement; later evolution was restricted to brittle deformation that created the dextral NNW-ESE strike-slip faults. These faults probably were activated at different periods, but especially during the Eocene, as is clearly shown by the marine sediments found in the Gâvres-Plouhinec Basin (Lorient map), by their continuation into the continental shelf, as well as by the conservation of relict slabs of ferruginous siliceous sandstone, such as at Moustoir-Ac.

During the Pliocene-Quaternary, sedimentation became essentially continental, as is shown by locally preserved sheets of sand and reddened pebbles. In places, however, rare marine sediments are present as well. Finally, the fluvial terraces found along streams witness of successive incision and flooding episodes that were mainly related to climatic variations.

## INTRODUCTION

### *CADRE GÉOGRAPHIQUE*

La feuille à 1/50 000 Elven s'étend dans le département du Morbihan et bien qu'étant essentiellement continentale, elle est proche de l'Océan atlantique qui borde la carte adjacente Vannes.

Les principales localités de ce territoire, outre Elven, Grand-Champ, Saint-Jean-Brévelay et la moitié sud de Bignan, comprennent aussi des bourgs de moindre importance tels, Moustoir-Ac, Colpo, Locqueltas, Meucon, Plaudren, Monterblanc, Saint-Nolff, Trédion, et Plumelec. Par ailleurs dans la campagne, les hameaux sont relativement nombreux, excepté dans un « couloir » WNW-ESE, topographiquement marqué, qui correspond aux Landes de Lanvaux et est couvert par les forêts : Bois de Botségalo, de Caris, de Treulan, de Colpo, de Cadoudal, de Saint-Bily et de Lanvaux.

La morphologie de la feuille est nettement contrainte, d'une part par la nature du substratum et d'autre part par les effets de la tectonique ; ainsi, du Nord au Sud, cette région est organisée en bandes rectilignes WNW-ESE, qui reflètent une structuration associée au CSA (Cisaillement sud-armoricain) ; trois d'entre elles, occupées par des massifs de granites et d'orthoigneiss forment des horsts :

- la première couvre le tiers nord de la carte et correspond principalement à des granites varisques (granites de Bignan, de Guéhenno et de Lizio) qui recourent des formations métasédimentaires du Briovérien ;
- la deuxième, les Landes de Lanvaux (au sens large), forme le principal relief de la carte et correspond au Massif de l'orthoigneiss de Lanvaux ;
- la troisième, subparallèle à la précédente, correspond au granite du Massif de Questembert.

Entre ces horsts, prennent place des zones relativement déprimées occupées par des métasédiments :

- dans l'angle sud-ouest de la carte, la branche méridionale du CSA forme aussi un relief modéré par rapport, d'une part aux micaschistes de la Formation de Saint-Nolff au Nord, et d'autre part au granite de Sainte-Anne-d'Auray au Sud.

Le réseau hydrographique entaille profondément le substratum et est structuré, d'une part par les hauteurs des massifs de l'orthoigneiss de Lanvaux et du granite de Questembert et d'autre part par les structures associées au CSA. Il présente ainsi soit un écoulement N-S ou S-N soit un écoulement WNW-ESE ou ESE-WNW :

- la Claie recoupe du Nord au Sud le tiers septentrional de la feuille puis s'écoule d'Ouest en Est en suivant la dépression associée à la branche nord du



**Fig. 1 - Schéma structural du Massif armoricain (Chantraine *et al.*, 2005, modifié) et localisation de la carte à 1/50 000 Elven. 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-sénonais ; 9 : Domaine varisque nantais ; 10 : Domaine varisque sud-armoricain**

CSA ; elle a ainsi un bassin versant qui draine tant les hauteurs des massifs granitiques du Nord, avec notamment les ruisseaux du Lay et de Callac, que la moitié septentrionale des Landes de Lanvaux, avec les ruisseaux du Pont-Ruyen et du Sclunj ;

– le Loc'h s'écoule d'Est en Ouest dans la moitié occidentale de la dépression séparant Les Landes de Lanvaux du Massif du granite de Questembert et elle draine ainsi respectivement les flancs sud et nord de ces deux structures, avec notamment les ruisseaux du Camzon et de Kerrivalain ;

– l'Arz s'écoule d'Ouest en Est dans la moitié orientale de cette même dépression et draine respectivement les flancs sud et nord de ces deux mêmes structures, avec notamment les ruisseaux de Rodulboden, de Kergohler et de Kerbiler (qui passe à Elven) ;

– le Sal draine l'angle sud-ouest de la carte et se poursuit vers le Sud sur les cartes voisines de Vannes et d'Auray.

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

La région cartographiée couvre essentiellement le Bloc sud-armoricain et accessoirement, à sa lisière Nord-Est, la bordure méridionale du Bloc centre-armoricain, deux entités majeures du Massif armoricain, séparées par les accidents majeurs transcurrents associés au Cisaillement sud-armoricain (CSA) qui prend en écharpe la carte d'Elven. Ce dernier comprend deux branches sub-parallèles : (1) la branche sud, s'observe dans l'angle SW de la feuille ; (2) la branche nord suit grossièrement le flanc nord de la vallée de la Claie.

Au-delà de la feuille Elven, ces accidents se suivent tant vers l'Ouest que vers 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 Elven est scindée en trois domaines : au Sud le Domaine varisque sud-armoricain, au centre, entre les deux branches du CSA, le Domaine ligéro-sénaise et au Nord, le Domaine varisque de Bretagne centrale.

**Le Domaine varisque sud-armoricain** comprend :

– un granite varisque, le granite de Sainte-Anne-d'Auray ;

**Le Domaine varisque ligéro-sénaise** comprend du Nord au Sud les unités de Saint-Julien-de-Vouvantes, des Landes-de Lanvaux et de Péaule :

– l'Unité de Saint-Julien-de-Vouvantes est présente uniquement en bordure nord-orientale de la carte où elle se limite à une étroite lanière qui est tectoniquement éladée vers l'Ouest et encaisse les métasédiments du Groupe de Renac ;

– l'Unité des Landes de Lanvaux, la plus vaste, inclut :



- 1 - une série métasédimentaire terrigène, le Groupe de Bain-sur-Oust, qui affleure de part et d'autre du Massif de l'orthogneiss de Lanvaux,
- 2 - une série métasédimentaire qui comprend les formations de l'Eclys et de Rochefort-en-Terre principalement caractérisées, respectivement, par des métaquartzites et par des schistes riches en éléments carbonés, ce qui lui confère une teinte gris sombre à noir,
- 3 - l'Orthogneiss de Lanvaux, daté de l'Ordovicien inférieur-moyen, intrusif dans les métasédiments du Groupe de Bains-sur-Oust ;

– l'Unité de Péaule est présente uniquement en bordure méridionale de la carte et est représentée par les métasédiments de la Formation de Saint-Nolff, enclavés ou/et recoupés par le granite de Questembert ;

– le Granite de Questembert, caractérisé par une importante déformation ductile, recoupe les métasédiments du Groupe de Bain-sur-Oust, des formations de l'Eclys, de Rochefort-en-Terre et de Saint-Nolff.

**Le Domaine varisque de Bretagne centrale** est constitué par les Unités de Bretagne centrale, du Sud de Rennes et par des granites varisques :

– l'Unité de Bretagne centrale est composée par les séries métasédimentaires du Briovérien essentiellement constituées de micaschistes ;

– l'Unité du Sud de Rennes inclut du bas en haut :

- 1 - la Formation des micaschistes de Saint-Jean-Brévelay,
- 2 - la Formation des métaquartzites du Grès armoricain,
- 3 - la Formation des schistes et micaschistes de Traveusot,
- 4 - la Formation des schistes de Baud ;

– les granites carbonifères : le leucogranite de Baud et les granites de Bignan, de Guéhenno et de Lizio sont intrusifs dans les séries briovériennes et fortement orientés ou mylonitisés en bordure de la branche nord du CSA.

Les formations du Briovérien témoignent de l'existence d'un vaste bassin intracontinental stable au Protérozoïque supérieur. Les unités métasédimentaires cambro-ordoviciennes soulignent une sédimentation terrigène en milieu souvent épicontinental, tant sur cette feuille que sur les feuilles voisines (Douarnenez, Barrière *et al.*, 1975 ; Châteaulin, Plusquellec *et al.*, 1999 ; Concarneau, Béchennec *et al.*, 1996 ; Quimper, Béchennec *et al.*, 1999 ; Rosporden, Béchennec *et al.*, 2001, Plouay, Béchennec *et al.*, 2006 ; Bubry, Béchennec *et al.*, 2011), et les formations magmatiques 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 carte Elven 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 amphibolites et schistes verts, et par une anatexie générant migmatites et granites. Elle se traduit enfin, par la mise en place de nombreux granites, concomitamment à l'individualisation des grands cisaillements transcurrents dextres du CSA, qui conditionnent souvent leur structure intime.

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 de petits bassins où se déposent des séries détritiques d'âge stéphanien (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 rejouer 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, carte Quimper, Béchenec *et al.*, 1999), soit des séries détritiques et carbonatées marines (bassin de la baie de La Forêt-Concarneau, Béchenec *et al.*, 1996 ; bassin de Riantec et de la baie de Lorient, Béchenec *et al.*, 2012).

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'envolement des baies et la formation des rias.

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

Les seuls documents cartographiques antérieurs, qui couvrent la région d'Elven, sont :

- les cartes à 1/80 000 Vannes (n° 89) (Barrois 1888, seconde édition, 1949) ;

– la carte de synthèse à 1/320 000, Nantes (Kerrien *et al.*, 1972).

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 et 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 connue 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 (dont un des principaux témoins serait la série ophiolitique charriée, du cap 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, comme l’avaient déjà suggéré J. Rolet *et al.*, 1986 ; M. Faure *et al.*, 2005 et M. Faure *et al.*, 2008, 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 rhéique ;

– la suture méridionale est soulignée par la présence de deux complexes ophiolitiques (Audierné et Champtoceaux) et les reliques d’un bassin arrière-arc dévonien inférieur (Saint-Georges-sur-Loire, Bosse *et al.*, 2000 ; Cartier *et al.*, 2004). 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 oblitérée par les conséquences de la collision continentale finale (Orogénèse varisque *s.s.*) qui, au Carbonifère, induit de grands cisaillement transcurrents (CSA) qui dilacèrent les unités de ce domaine.

La carte à 1/50 000 Elven a été levée entre 1995 et 2012 :

Le levé des formations du socle a été réalisé par M. Vidal de 1998 à 2003 avec le support des stages de DEA de l’Université d’Orléans (M. Chalât, M. Nontanovanh, D. Pierre, P. Vandenabeele et C. Vaumoron). Une première maquette et notice a été présentée au CCGF en 2011 ; suite aux remarques négatives du CCGF, ces levés ont été entièrement revus et corrigés par F. Béchenec de 2011 à 2012 et ont abouti à une seconde maquette et notice.

Les conditions d’affleurement sont assez médiocres, notamment dans la moitié sud de la feuille où la topographie est peu accentuée. Néanmoins, 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 Elven comprend trois domaines :

- **le Domaine varisque sud-armoricain** (méridional) au Sud du grand accident transcurrent de la branche méridionale du CSA, est circonscrit à l'angle sud-ouest de la feuille ;
- **le Domaine varisque ligéro-séna**n (central) entre les deux branches du CSA est le mieux exprimé et occupe toute la partie centrale de la carte ;
- **le Domaine varisque de Bretagne centrale** (septentrional) au Nord du grand accident transcurrent Quimper – Angers, qui correspond à la branche nord du CSA.

Les roches de ces trois domaines présentent toutes une altération plus ou moins intense ; néanmoins leurs profils d'altération ont très généralement été entièrement érodés ou alors 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.

### *SOCLE VARISQUE : UNITÉS MÉTAMORPHIQUES ET PLUTONIQUES*

#### **Unités métamorphiques et plutoniques du Domaine varisque sud-armoricain (méridional)**

$\zeta$ - $\xi$ . **Paragneiss micacés, micaschistes**. Une étroite lanière d'extension kilométrique, constituée de paragneiss et micaschistes, se suit entre les deux bandes d'ultramylonites de la branche méridionale du CSA, en limite occidentale de la carte Elven. Vers l'Ouest et vers l'Est, cette lanière est recoupée par un granite leucocrate ( $f^{2-3}$ ) et elle est limitée par les ultramylonites du CSA, tant sur son flanc nord que sur son flanc sud. Aucun affleurement n'a été observé ; cependant de nombreuses pierres volantes sont présentes dans les champs. Cette entité comprend des paragneiss à grain fin, gris beige, assez quartzeux, à débit en plaquettes et des micaschistes fins à débit en feuillets.

$\gamma^3$ . **Granite de Sainte-Anne-d'Auray, à grain moyen-fin, à biotite, phénoblastes subautomorphes de feldspath**. Ce granite est présent uniquement dans l'angle sud-ouest de la carte Elven, mais il s'étend largement plus vers l'Ouest sur les cartes adjacentes de Baud et d'Auray, et dans une moindre mesure, vers le Sud-Est, sur la carte de Vannes. Il est limité vers le Nord par la bande d'ultramylonites et quartz qui souligne la branche méridionale du CSA.

La principale occurrence de ce granite est située dans la carrière de Poulmarh (en activité) où il apparaît fortement mylonitique ; le gradient de déformation associé au CSA s'observe également à l'Est de cette carrière, en bordure de la D779, où on note un passage progressif du granite mylonitique à un faciès ultramylonitique. Des affleurements hectométriques sont observables aussi le long de la nouvelle route contournant le bourg de Plescop par le Nord (47° 42 344'N - 2° 48 472'W). Par ailleurs quelques occurrences ponctuelles sont présentes : (1) le long de la D779 au Sud de Lesquégué et au Nord de Grisso-Manoir, (2) à l'extrême ouest de la feuille en bordure de la D150 au Sud de Locmiquel et (3) en bordure de route à Coët-er-Garff.

Le granite de Sainte-Anne-d'Auray, assez sombre car relativement riche en biotite, présente une matrice à grain moyen-fin, qui, fréquemment, emballe des phénoblastes plurimillimétriques subautomorphes de feldspath. Localement la matrice est assez hétérogène et montre parfois des schlierens biotitiques et plus rarement de petites enclaves de paragneiss, plus ou moins assimilées, qui soulignent le caractère anatectique de ce granite. Vers le Nord du massif, à l'approche du CSA, ce granite présente une orientation de plus en plus accentuée avec association de plans « S » et « C », (compatible avec un cisaillement dextre) et un passage assez rapide à des ultramylonites blanches finement feuilletées.

Le granite de Sainte-Anne-d'Auray à une texture grenue et sa paragenèse est composée de quartz (35-38 %), de feldspath potassique (30-32 %), de feldspath plagioclase (26-28 %), de biotite (3-5 %), de muscovite (2-3 %), rarement de grenat, et accessoirement de zircon et d'apatite.

Le quartz est en petites plages xénomorphes à extinction onduleuse et formant des prorubans définissant un plan de mylonitisation à l'approche du CSA.

Le feldspath potassique, du microcline, est en petites plages xénomorphes ou en petits porphyroblastes (2 × 3 mm) subautomorphes orientés.

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

Les paillettes de biotite, plus ou moins chloritisées, tendent à former de minces lits discontinus associées ou non à celles de muscovite ; cette dernière est aussi en grandes paillettes déformées en poisson. L'apatite forme de gros granules et le zircon est en fréquents petits grains subautomorphes.

Les analyses chimiques réalisées sur des échantillons prélevés sur la carte voisine de Baud témoignent de son caractère plus ou moins acide ( $\text{SiO}_2 = 67,86-71,58 \%$ ), potassique à fortement potassique ( $\text{K}_2\text{O} = 4,97 \text{ à } 5,63 \%$ ) et fortement

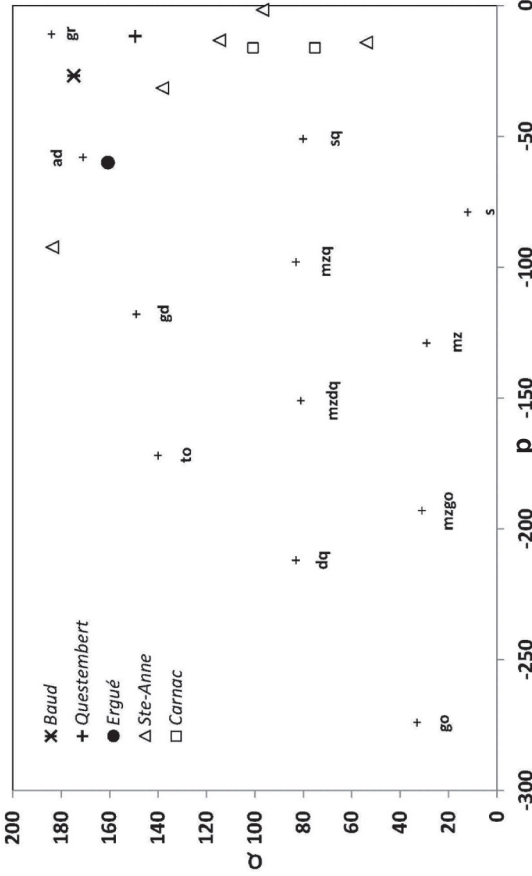


Fig. 2 - Diagramme P - Q de nomenclature des granitoïdes. Ce diagramme, adapté de La Roche (1964), utilise deux paramètres : l'un (P) représente les proportions relatives de feldspath potassique (K, en positif sur l'axe des abscisses) et de plagioclase (-[Na+Ca], en négatif sur l'axe des abscisses), 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. Pour le calcul des paramètres P et Q les formules sont les suivantes :

$$P = \frac{((K_2O \cdot 1000) / 47) - (((Na_2O \cdot 1000) / 31) + ((CaO \cdot 1000) / 56))}{((K_2O \cdot 1000) / 180) - (((K_2O \cdot 1000) / 47) + ((Na_2O \cdot 1000) / 31) + 2 \cdot ((CaO \cdot 1000) / 56) / 3)}$$

Les concentrations sont exprimées en pourcentages pondéraux d'oxydes des éléments considérés. 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

peralumineux ( $A/CNK = 1,12-1,5$ ) (annexe tabl. 1), traits qui le rattachent à l'association alumino-potassique de type Guéret (Stussi 1989) ; dans le diagramme P/Q (fig. 2), le granite de Sainte-Anne-d'Auray se situe entre les granites et les syénites quartzifères de référence.

Sur la carte voisine de Baud (Béchenec *et al.*, 2013), une datation U/Pb sur monozircon donne pour le Granite de Sainte-Anne-d'Auray, un âge de cristallisation à  $314 \pm 3$  Ma et des âges hérités à 505 et 609 Ma.

$fY^{2-3}$ . **Granite leucocrate à grain fin-moyen, orienté, à muscovite et biotite nettement subordonnée.** Dans l'angle sud-ouest de la carte Elven, un granite leucocrate à grain fin-moyen s'intercale entre les deux couloirs mylonitiques de la branche méridionale du CSA. Ce granite n'est visible que sous forme de pierres volantes et il a été cartographié jusqu'au Nord de la carrière de Poulmac'h où il recoupe une série de paragneiss micacés ( $\zeta$ - $\xi$ ).

D'après les données de la carte adjacente Baud où il est mieux exprimé, il se présente comme une roche de teinte claire, assez massive, à grain fin-moyen, orientée, mais cette foliation ne semble pas suffisamment pénétrative pour lui donner un débit en plaquettes ou en dalles.

Il a une texture grenue dans laquelle l'orientation est soulignée par l'allongement des paillettes de micas et par l'étirement des plages de quartz, parfois jusqu'au stade de proto-rubans. La paragenèse comprend du quartz (37 %), du feldspath potassique (microcline 32 %), du feldspath plagioclase (albite-oligoclase, 26 %) de la muscovite (4 %) et de la biotite (1 %).

**Umy. Ultramytonites et mylonites associées au Cisaillement sud-armoricain (CSA).** Sur la carte Elven, le Cisaillement sud-armoricain comprend deux branches principales : (1) la branche nord, dénommée aussi « faille Quimper – Angers » et orientée WNW-ESE, prend en écharpe le tiers nord de la carte et sépare le Domaine varisque ligéro-séna au Sud, du Domaine varisque de Bretagne centrale au Nord ; (2) la branche sud, orientée aussi WNW-ESE, affecte uniquement l'angle sud-ouest de la feuille et sépare le Domaine varisque ligéro-séna au Nord, du Domaine varisque sud-armoricain au Sud. Ces grands accidents transcurrents se poursuivent tant vers l'Ouest, jusqu'à la Pointe-du-Raz, que vers l'Est, jusqu'aux confins des départements du Maine-et-Loire et de la Vendée.

Le CSA est souvent souligné par des ultramytonites ; cependant, sur la carte Elven, ces dernières sont assez peu développées et s'observent uniquement le long de la branche méridionale ; de plus, c'est le long d'un cisaillement secondaire, parallèle au CSA, qu'elles sont le mieux exprimées et elles sont associées à un filon de quartz laiteux. En effet, le long du cisaillement principal qui constitue la limite entre les domaines varisques sud-armoricain et ligéro-



sénan, les ultramylonites sont discontinues et de puissance réduite. Enfin, au Sud-Ouest de Meucon, la branche principale et les diverticules sont réunis en une seule lanière qui sépare dans cette zone, les micaschistes de la Formation de Saint-Nolff du granite de Sainte-Anne-d'Auray.

Ces ultramylonites sont visibles à l'affleurement, le long de la D779 à l'Est de la carrière de Poulmac'h ( $47^{\circ} 43' 795''\text{N}$ ;  $2^{\circ} 50' 148''\text{W}$ ) où leur puissance avoisine 100 m ; vers le Sud, elles passent à un granite mylonitique et, vers le Nord, elles sont limitées par un filon de quartz laiteux, massif ou cataclasé, de 30 à 40 m de puissance. Elles se présentent comme une roche leucocrate, aphanitique et finement feuilletée. Cette foliation mylonitique à pendage vertical est orientée au 110.

Par ailleurs, ces ultramylonites sont observables uniquement sous forme de pierres volantes dans les champs où elles peuvent aussi se présenter comme des cataclasites sans plan de foliation privilégié.

### **Unités métamorphiques et plutoniques du Domaine varisque ligéro-sénan (central)**

Sur la carte Elven, Le Domaine varisque ligéro-sénan comprend trois unités structurales, qui sont, du Sud au Nord, l'Unité de Péaule, l'Unité de Lanvaux et l'Unité de Saint-Julien-de-Vouvantes, (terminologie définie par Chantraine *et al.*, 2005) ; les deux premières sont recoupées par le granite varisque de Questembert.

#### **Unité de Péaule**

**$\zeta\xi\text{N}$ . Formation de Saint-Nolff : micaschistes et paragneiss, métaquartzites subordonnés.** Cette formation forme une étroite lanière en limite méridionale du Domaine ligéro-sénan entre Kerlann à l'Ouest (au Sud-Ouest de Grand-Champ) et Saint-Nolff en limite orientale de la carte et en passant par le Sud de Meucon. Au-delà elle se poursuit vers Sud-Est sur la carte adjacente Vannes et vers le Nord-Ouest sur la carte Baud où elle est tectoniquement élidée. Elle est bordée sur son flanc sud par la branche méridionale du CSA et sur son flanc nord elle est recoupée par le granite mylonitique de Questembert au sein duquel elle constitue aussi des enclaves de grande extension.

Cette formation affleure largement à Saint-Nolff, notamment à l'Est du hameau le long de la D135 ( $47^{\circ} 42' 187''\text{N}$  -  $2^{\circ} 38' 706''\text{W}$ ), et sur le flanc ouest du thalweg de Le Bézit, le long d'un chemin joignant la D135 à Bézidalan ( $47^{\circ} 42' 123''\text{N}$  -  $2^{\circ} 37' 728''\text{W}$ ). Elle affleure aussi ponctuellement à Gornay le long de la route, et donne, dans les champs et les bois, de fréquentes pierres volantes.

Elle est principalement constituée de micaschistes et de paragneiss et localement de métaquartzites à grain fin. Cette série est affectée par une foliation principale (S1) subverticale ou pendant de 75-80° vers le Nord et orientée au 90°-95° dans la région de Saint-Nolff et de Gornay et au 110 à Feten Hont (47° 42 157'N - 2° 43 467'W).

Les micaschistes ont une texture lépidoblastique à granolépido-blastique avec la foliation principale (S1) soulignée par l'allongement des paillettes de micas, parfois plus ou moins regroupées en minces lits micacés qui alternent avec des lentilles ou de minces lits discontinus quartzeux. Cette foliation principale est fréquemment déformée par de petits plis en chevrons auxquels est associée une schistosité (S2) de crénulation. Enfin, parfois subsistent les reliques de petites charnières de plis intrafoliaux qui admettent la (S1) de plan axial et témoignent d'une foliation antérieure (S0-1).

La paragenèse des micaschistes se compose de quartz (15 à 40 %), de muscovite (42 à 60 %), de biotite (15 à 25 %) plus ou moins chloritisée, d'andalousite (0 à 5 %), parfois de staurotide, localement (à Saint-Nolff) de chloritoïde (5-8 %) et accessoirement de tourmaline, de zircon et d'opagues.

Le quartz est en petites plages xénomorphes à extinction ondulée, plus ou moins étirées dans le plan de foliation (S1) et localement en prorubans ; ces plages sont soit dispersées dans une matrice essentiellement micacée soit regroupées en minces lits.

La muscovite est en petites et moyennes paillettes orientées suivant la (S1) et déformées par les plis en chevrons.

La biotite est en petites paillettes associées à celles de muscovite et elle est fréquemment plus ou moins voire entièrement rétro-morphosée en chlorite.

L'andalousite est en porphyroblastes plurimillimétriques subautomorphes, moulés par la (S1) qui, néanmoins, montrent aussi des inclusions orientées soit parallèlement soit légèrement oblique par rapport au plan de la (S1) ; ceci souligne la croissance syntectonique de ces blastes et parfois un début de rotation. L'andalousite est généralement plus ou moins damouritisée.

La staurotide, peu fréquente, forme de petits porphyroblastes xénomorphes à fort pléochroïsme ; elle est souvent plus ou moins damouritisée.

Le chloritoïde a été observé uniquement dans les micaschistes, aux abords de Saint-Nolff, où il forme de nombreuses petites baguettes allongées suivant la foliation (S1) et déformées par les plis en chevrons.

La paragenèse des paragneiss comprend du quartz (35 %), du feldspath (20 %), de la muscovite (30 %), de la biotite (15 %) et accessoirement de la tourmaline et du zircon. Leur texture est granolépido-blastique et la foliation principale (S1) est soulignée par l'orientation des paillettes de micas et leur ségrégation en minces lits qui alternent avec de minces lits à dominante quatzofeldspathique.

## **Unité des Landes de Lanvaux**

Cette unité comprend :

- le Groupe de Bains-sur-Oust, formé de paragneiss quartzeux, de micaschistes et métaquartzites micacés subordonnés ;
- la Formation de Rochefort-en-Terre, composée localement, à la base, d'une série de métagrès et plus généralement de micaschistes et schistes gris-acier à noir ;
- la Formation de l'Eclys, essentiellement constituée de métaquartzites ;
- l'orthogneiss de Lanvaux qui recoupe les métasédiments du Groupe de Bains-sur-Oust.

**ζ-ξBO. Groupe de Bains-sur-Oust : paragneiss et micaschistes quartzeux à biotite et muscovite, métaquartzites subordonnés.** Le Groupe de Bains-sur-Oust, anciennement connu sous le nom de « Schistes et arkoses de Bains », correspond à une vaste entité métasédimentaire qui encaisse le Massif de l'orthogneiss de Lanvaux et se suit depuis la région de Baud à l'Ouest jusqu'à celle d'Angers à l'Est :

- au Nord du Massif de l'orthogneiss de Lanvaux, ce groupe forme une bande étroite (qui s'élargit progressivement vers l'Est) comprise entre l'orthogneiss et la Formation de Rochefort-en-Terre ;
- au Sud du massif, il dessine une entité nettement plus vaste qui, sur son flanc méridional, est très généralement recoupée par le granite de Questembert ; cependant dans l'angle SE de la carte, elle est en contact normal avec la Formation de Rochefort-en-Terre.

### *Au Nord du Massif de l'orthogneiss de Lanvaux*

Au Nord du Massif de l'orthogneiss de Lanvaux les principaux affleurements du Groupe de Bains-sur-Oust s'observent : (1) à flanc de coteau au Nord-Ouest du moulin de Trébimoël (47° 50 624'N - 2° 48 061'W), où le passage normal entre les schistes quartzeux gris-vert du Groupe de Bains-sur-Oust et les schistes noirs de la Formation de Rochefort-en-Terre est observable ; (2) dans une ancienne carrière près de Bodérah (47° 50 030'N - 2° 46 017'W) où les faciès quartzeux sont prédominants ; (3) en bordure orientale de la D181, au croisement avec la route de Lavel (47° 50 093'W - 2° 44 988'N), où s'observe aussi le contact normal entre une série du Groupe de Bains-sur-Oust (paragneiss

fins micacés et de métaquartzites micacés blancs) et les schistes noirs de la Formation de Rochefort-en-Terre ; (4) en bordure orientale de la D126 au Nord du hameau de Cadoudal ( $47^{\circ} 49' 374''\text{N} - 2^{\circ} 39' 245''\text{W}$ ) ; (5) en bordure de route au Sud du Moulin-de-Callac ( $47^{\circ} 48' 553''\text{N} - 2^{\circ} 34' 595''\text{W}$ ), où le passage continu entre une série à schistes gris-vert et métaquartzites gris-vert et la série de schistes gris noir de la Formation de Rochefort-en-Terre est également bien visible ; (6) à flanc de coteau nord de la Claie au Sud de La Ville Hervieu ( $47^{\circ} 47' 934''\text{N} - 2^{\circ} 32' 962''\text{W}$ ) où la série est dominée par des métaquartzites gris vert clair, associés à des schistes vert quartzeux, en passées de puissance décimétrique à métrique.

Par ailleurs le contact intrusif de l'orthoigneiss de Lanvaux dans les métasédiments du Groupe de Bains-sur-Oust est visible, ponctuellement, le long de la D133 à Pont-Saint-Martin ( $47^{\circ} 48' 129''\text{N} - 2^{\circ} 34' 996''\text{W}$ ) et sur la rive sud de la Claie à l'Est de ce même lieu-dit ( $47^{\circ} 47' 954''\text{N} - 2^{\circ} 34' 368''\text{W}$ ).

Dans cette zone, le Groupe de Bains-sur-Oust est essentiellement constitué de paragneiss quartzeux, gris-vert parfois bleutés, et de micaschistes beige-argenté subordonnés, au sein desquels sont interstratifiées d'assez fréquentes passées décimétriques à métriques de métaquartzites micacés blancs ou gris-vert assez sombre. Toute cette série est affectée par une foliation principale (S1) qui conditionne le débit de la roche ; elle est orientée au  $80-90^{\circ}$  sauf en bordure immédiate de l'orthoigneiss de Lanvaux où elle est au  $105-115^{\circ}$ , et son pendage est soit subvertical soit de  $60^{\circ}$  à  $75^{\circ}$  vers le Sud. Elle est fréquemment déformée par de petits plis en chevron dont l'axe pend de  $50^{\circ}$  au  $70^{\circ}$  et montre une fine linéation de crénulation subhorizontale. De plus, les études en lames minces montrent la présence de petits plis intrafoliaux qui admettent la (S1) en plan axial et déforment une ancienne foliation (S0-1) dont ne subsistent que des reliques.

Les paragneiss et les micaschistes, généralement à grain fin, sont relativement quartzeux. Leur débit en plaquettes régulières est conditionné par leur texture grano-lépidoblastique ou lépido-granoblastique, avec une foliation principale (S1) soulignée par l'orientation des paillettes de micas et leur ségrégation en minces lits alternant avec de minces lits quartzeux ou quartzo-feldspathiques. Parfois on note aussi la présence de charnières de petits plis intrafoliaux qui déforment une foliation antérieure (S0-1) et admettent la (S1) en plan axial. Cette dernière est déformée par des plis en chevron auxquels est associée, localement, une schistosité (S2) de crénulation.

La paragenèse de ces roches comprend du quartz (38-50 %), du feldspath plagioclase (8 à 12 %), de la muscovite (10 à 25 %), de la biotite (10 à 20 %) et accessoirement de l'apatite et de la tourmaline. La paragenèse des micaschistes est à dominante de micas, muscovite (45-50 %), biotite (12-15 %), associés à du quartz (40 %).

Le quartz est en petites plages xénomorphes, hétérométriques ou non, à extinction légèrement onduleuse, parfois allongées dans le plan de foliation (S1) et regroupées en lits à dominante quartzreuse ou quartzo-feldspathique, plus ou moins discontinus ou en lentilles.

Le feldspath plagioclase est en petites plages xénomorphes plus ou moins damouritisées, associées à celles de quartz ; parfois ces plages sont assez hétérométriques et forment des petits clastes (0,1-0,3 mm) emballés dans la matrice fine.

La muscovite est en petites paillettes orientées suivant (S1) et généralement regroupées en lits micacés.

La biotite est en petites paillettes associées à celles de muscovite et est assez fréquemment plus ou moins rétro-morphosée en chlorite.

Les métaquartzites sont généralement assez massifs et montrent parfois un fin litage avec alternance de lits de 1 à 3 mm de puissance, de teinte plus ou moins claire ; leur granulométrie est variable et souvent assez hétérométrique avec une matrice très fine emballant d'anciens clastes quartzeux de 0,3 à 0,5 mm.

Ils présentent une texture granoblastique et la foliation principale (S1) est soulignée par l'orientation des paillettes de micas et parfois leur ségrégation en lits très minces. Leur paragenèse comprend du quartz (60 à 85 %), de la muscovite (5 à 20 %), de la biotite plus ou moins chloritisée (5 à 15 %), éventuellement du feldspath plagioclase (0-5 %) et accessoirement de la tourmaline.

Le quartz est en très petites plages formant une matrice fine qui emballe des clastes de quartz (0,2 à 0,6 mm), plus ou moins nombreux et souvent plus ou moins allongés dans le plan de foliation principale ; la proportion de clastes peut atteindre 40 %.

La muscovite est en petites paillettes orientées suivant la (S1) et, en majeure partie, regroupées en lits très minces qui moulent les clastes quartzeux.

La biotite est associée à la muscovite et est souvent assez fortement chloritisée.

### *Au Sud du Massif de l'orthogneiss de Lanvaux*

Au Sud du Massif de l'orthogneiss de Lanvaux, le Groupe de Bains-sur-Oust, en dépit de sa grande extension, affleure peu, mais donne de nombreuses pierres volantes dans les champs. Les principaux affleurements de ce groupe se situent : (1) en bordure de la D179 d'une part à Kerdelann (47° 46 978'N - 2° 52 522'W) et d'autre part au Nord de Kerméhen (47° 46 178'N - 2° 51 092'W) ; (2) au

niveau du nouvel échangeur de Loquetas ; (3) en bordure de route à Kerfily (47° 45 452'N - 2°36 654'W) ; (4) dans le bourg d'Elven, d'une part le long de la rue René Descartes (47° 44 054'N - 2° 35 964'W) et d'autre part le long du chemin joignant le lavoir de la rue de la Grande Noé à la route de La Boissière (47° 43 839'N - 2° 35 573'W).

Son contact septentrional avec l'orthogneiss n'est que rarement et ponctuellement visible, tel en bordure de la D776 au Nord de Pont-Guilmet (47° 45 021'N - 2° 33 625'W) où des paragneiss fins, assez quartzeux, sont recoupés par un faciès d'orthogneiss à grain grossier, plus ou moins oeilé et riche en biotite ± muscovite ; la foliation dans ces deux entités est sub-concordante.

Son contact méridional avec le granite de Questembert n'a guère été observé à l'affleurement ; cependant, dans le bourg d'Elven, en bordure immédiate de ce granite, les paragneiss sont recoupés par des sills de granite et sont plus ou moins remobilisés, ce qui témoigne d'un contact de type intrusif.

Dans cette région, le Groupe de Bains-sur-Oust montre des faciès très comparables à ceux observés au Nord du Massif de Lanvaux, essentiellement constitués de paragneiss gris-vert, à grain fin, micacés et assez quartzeux, à débit en feuillets ou plaquettes régulières ; cependant, il semble que les métaquartzites associés soient nettement moins développés que dans la partie septentrionale du groupe.

Ils présentent une foliation principale (S1) bien marquée, à pendage soit subvertical soit de 65-75° vers le Nord et orientée au 85-105°.

## **Formation de Rochefort-en-Terre**

Cette formation est particulièrement bien exprimée au Nord du Massif de Lanvaux où elle forme une étroite bande qui traverse toute la carte d'Est en Ouest, mais elle est présente aussi, localement, dans l'angle sud-est de la carte Elven. Dans cette dernière région elle a la particularité de comporter deux membres avec un membre inférieur essentiellement quartzeux et un membre supérieur à schistes-micaschistes gris sombre qui est, quant à lui, présent sur l'ensemble de la carte.

**χRT. Métaquartzites et schistes quartzeux.** Dans l'angle sud-est de la carte Elven, le membre inférieur de la Formation de Rochefort-en-Terre est composé de métaquartzites et de schistes quartzeux ; il est en contact normal avec le Groupe de Bains-sur-Oust mais il disparaît rapidement vers l'Ouest et alors les schistes/micaschistes gris-sombre du membre supérieur sont en contact normal et direct avec ce Groupe. Vers l'Est, sur la carte adjacente Malestroit, cette série quartzeuse est rattachée à la Formation du Grès armoricain ;

cependant, il est préférable de réserver cette appellation formelle pour les séries quartzieuses et quartzitiques du Domaine varisque de Bretagne centrale situé au Nord du CSA. De ce fait, pour la carte et la notice Elven, cette série quartzieuse est considérée comme un membre inférieur de la Formation de Rochefort-en-Terre.

La puissance maximale estimée de ce membre est de 50 m et il est constitué de métaquartzites gris-beige, à grain fin, massifs mais bien feuilletés, associés à des schistes quartzieux gris-argenté, puis vers le sommet à des schistes gris-noir. Son principal affleurement, situé en bordure de la route vicinale (nouvellement rectifiée) qui joint Moustoir-Maria au Castel-de-Trémégan ( $47^{\circ} 43' 299''\text{N} - 2^{\circ} 31' 850''\text{W}$ ) ; il montre le passage progressif et continu de ces faciès quartzieux aux schistes/micaschistes gris sombre, finement feuilletés, faciès traditionnels de cette formation considérés ici, de ce fait, comme un membre supérieur. Ces métagrès et schistes quartzieux sont affectés par une foliation principale (S1), subverticale ou pendant de  $70^{\circ}$  vers le Nord et orientée au 80-100. Les schistes gréseux ont une texture granolépidoïblastique et la foliation principale est soulignée par l'orientation des micas et des baguettes de chloritoïde, et par l'alternance de minces lits quartzieux, de lits à quartz et opaques et de lits micacés. Leur paragenèse se compose de quartz (48 %), de muscovite (20 %), de biotite (1 %), de chloritoïde (5 %) et d'opaques (25 %).

**ζRT. Micaschistes/schistes sombres gris-acier, à chloritoïde.** Très généralement la Formation de Rochefort-en-Terre est uniquement constituée par une série de schistes/micaschistes gris sombre et de gneiss fins micacés subordonnés. À sa base, elle est en contact normal avec le Groupe de Bains-sur-Oust. À son toit, au Nord du Massif de Lanvaux, elle est en contact tectonique soit avec le Groupe de Renac soit avec la Formation de Traveusot qui, respectivement, appartiennent à l'Unité de Saint-Julien-de-Vouvantes et à l'Unité de Bretagne centrale. Dans l'angle SE de la carte, à son toit, elle passe en continu à la Formation de l'Eclys, et localement elle est recoupée par le Granite de Questembert.

Dans la bande septentrionale, les principaux affleurements de cette formation sont situés (d'Ouest en Est) : (1) en bordure W de la D16 face à Kermorvan ( $47^{\circ} 50' 803''\text{N} - 2^{\circ} 51' 857''\text{W}$ ), (2) en bordure de la D116 près de la Chapelle Saint-Roch, (3) en bordure de la D181 en rive nord de la Claie ( $47^{\circ} 50' 093''\text{N} - 2^{\circ} 44' 988''\text{N}$ ), (4) en bordure de route à Lavel ( $47^{\circ} 50' 127''\text{N} - 2^{\circ} 44' 809''\text{W}$ ), (5) au Moulin de Callac ( $47^{\circ} 48' 685''\text{N} - 2^{\circ} 34' 750''\text{W}$ ). Le passage continu et progressif entre les schistes et métaquartzites gris-vert du Groupe de Bains-sur-Oust et les schistes gris-noir de la Formation de Rochefort-en-Terre s'observe particulièrement bien ; tant en bordure de route entre le Moulin de Callac et Callac ( $47^{\circ} 48' 553''\text{N} - 2^{\circ} 34' 595''\text{W}$ ), qu'à flanc de coteau au NW du moulin de Trébimoël ( $47^{\circ} 50' 624''\text{N} - 2^{\circ} 48' 061''\text{W}$ ), et en bordure orientale de la D181 au croisement avec la route de Lavel ( $47^{\circ} 50' 093''\text{W} - 2^{\circ} 44' 988''\text{N}$ ).

Dans la bande septentrionale, la Formation de Rochefort-en-Terre est principalement constituée de schistes fins, gris-acier assez sombre, à débit en plaquettes régulières qui localement, tel à la Ville-Hervé, ont été exploités en carrières en tant qu'ardoise. Ces schistes sont associés à des micaschistes fins, gris-beige argenté et montrent localement de rares bancs centimétriques à décimétriques de métaquartzites gris-vert et des passées de schistes noirs, moirés, à tendance ampélique.

Ces roches sont affectées par une foliation principale (S1) très pénétrative, orientée au 65-80° avec un pendage subvertical ou pendant de 70° vers le Nord ; cette foliation est fréquemment déformée par de petits plis en chevron axés 10° au 65-70°, auxquels est associée une schistosité (S2) de crénelation qui induit une fine linéation sur les plans S1.

Les schistes ont une texture lépidogranoblastique et la foliation principale (S1) est soulignée par l'orientation des paillettes de phyllites et des baguettes de chloritoïde ; elle est déformée parfois, par de petits plis auxquels est associée une schistosité de crénelation (S2). La paragenèse comprend du quartz (10 à 25 %), de la muscovite (40 %), du chloritoïde (10 à 25 %) et de la chlorite (10 à 20 %).

Le quartz est en petits et très petits grains, dispersés dans la matrice phylliteuse ou regroupés en lentilles holoquartzzeuses moulées par la (S1).

Le chloritoïde est en petites baguettes sub-automorphes, orientées dans le plan de la foliation principale.

Les phyllites sont de très petites paillettes de muscovite et de chlorite, orientées suivant (S1).

Les micaschistes fins ont une texture lépidogranoblastique et la foliation principale (S1) est soulignée par l'orientation des paillettes de muscovite et leur ségrégation en minces lits micacés qui alternent avec de minces lits discontinus de quartz. De rares charnières de plis intrafoliaux admettant la (S1) en plan axial témoignent d'une foliation antérieure relique (S0-1). La paragenèse de ces micaschistes comprend du quartz (35 %), de la muscovite (35 %), du chloritoïde (20 %) et localement (près de Lavel au Sud-Ouest de Saint-Jean-Brévelay) de l'andalousite (10 %).

Le quartz est en très petites plages à extinction onduleuse, regroupées en lits discontinus ou en lentilles.

La muscovite est en petites paillettes allongées préférentiellement dans le plan de la (S1) et regroupées en minces lits qui moulent les porphyroblastes.



Le chloritoïde est en baguettes subautomorphes allongées dans le plan de la (S1) et présentes, principalement, dans les lits micacés ; certains de ces lits peuvent en contenir jusqu'à 40 %.

L'andalousite forme des porphyroblastes subautomorphes, moulés par (S1).

Les schistes noirs ont une texture lépidoblastique et la foliation principale (S1) est soulignée par l'orientation des paillettes de phyllites et de filaments d'opaque. Elle est déformée par de petits plis en chevrons auxquels est associée une schistosité de crénulation (S2). De rares charnières de plis intrafoliaux admettant la (S1) en plan axial, témoignent d'une foliation relique (S0-1). Leur paragenèse comprend du quartz (10 %), de la muscovite (65 %), de la chlorite (15 %) et des opaques (10 %).

Le quartz est en très petites plages regroupées en lentilles holoquartzieuses allongées dans le plan de la (S1).

La muscovite et la chlorite forment la matrice de la roche et sont en petites paillettes allongées dans le plan de la (S1).

Les opaques forment de minces filaments allongés dans le plan de la (S1) ; il est probable qu'il s'agisse de graphite.

Dans l'angle sud-est de la carte Elven, les schistes noirs montrent de nombreux petits minéraux millimétriques noirs et sont affectés par une foliation principale, très bien marquée, orientée au 80-100° et de pendage subvertical ou à 70° vers le Nord. Enfin, fréquemment, une fine linéation de crénulation est présente.

Ces schistes ont une texture granolépidoblastique et présentent une matrice quartzieuse très fine imprégnée de pigments opaques ; la foliation s'exprime principalement par une variation de la proportion d'opaques et de la granulométrie des plages de quartz. Leur paragenèse comprend du quartz (45-50 %), des opaques (40 %), de la muscovite (5 -10 %) et du chloritoïde, en petites baguettes, souvent très fortement altéré en chlorite (8 %).

**χE. Formation de l'Eclys, métaquartzites gris clair à blancs.** Elle est présente uniquement dans l'angle sud-est de la carte, où elle forme une étroite bande d'extension plurikilométrique qui, vers l'Ouest, s'observe jusqu'à Kerenderff au Sud-Est du bourg de Monterblanc alors que vers l'Est, elle se poursuit sur la carte adjacente Malestroit. En limite de la carte, localement, cette formation est, sur son flanc nord, en contact normal avec les schistes et micaschistes de La Formation de Rochefort-en-Terre ; cependant, plus généralement, elle est enclavée au sein du granite de Questembert.

Cette formation n'affleure que très ponctuellement : (1) en bordure de route à Le Budy, (2) en bordure de la route de Langlo près de La Haie-Belle-Fontaine (47° 43 275'N - 2° 33 248'W) et (3) en base de talus au hameau du Bois d'Elven ; cependant elle donne de nombreuses pierres volantes dans les champs, qui permettent de la cartographier assez précisément.

Elle est constituée, essentiellement, de métaquartzites qui se présentent comme une roche gris clair, à grain fin, massive mais se débitant en dalles régulières ; localement, elle inclut d'assez nombreux grains millimétriques de minéraux sombres.

Les métaquartzites ont une texture granoblastique avec la foliation principale soulignée par l'orientation des paillettes de biotite et parfois par une variation de la granulométrie du quartz entre les différents lits. Leur paragenèse comprend du quartz (75 à 85 %), de la biotite (5 à 15 %), parfois du grenat (0 à 3 %) et des opaques (5 à 15 %).

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

La biotite est en petites paillettes orientées suivant (S1) et dispersées dans la matrice quartzreuse ou regroupées en petites lentilles micacées, elles-mêmes allongées dans le plan de foliation.

Le grenat est en petites plages subautomorphes parfois en « nids d'abeille », concentrées dans certains lits où leur proportion peut atteindre 10 %.

Les opaques sont en petits cristaux subautomorphes (système cubique) qui correspondent probablement à de la magnétite et à de la pyrite.

## **Le Massif de l'orthogneiss de Lanvaux**

Ce Massif forme une structure étroite mais remarquable dans la topographie, qui, orientée WNW-ESE, s'étend sur près de 200 km ; il débute en effet au Sud-Ouest de la carte Bubry (Béchenec *et al.*, 2011), prend en écharpe les cartes Baud (Béchenec *et al.*, 2013) et Elven, puis la carte Malestroit (Plaine *et al.*, 1981), et s'enneie dans l'angle sud-ouest de la carte Pipriac (Dadet *et al.*, 1995) et la bordure nord-ouest de la carte Redon (Trautmann *et al.*, 1984). De plus, d'après les données de la gravimétrie, ce massif se poursuit vers l'Est sous sa couverture métasédimentaire et ressort à l'affleurement au niveau d'Angers avec le petit massif de Saint-Clément-de-la-Place (Janjou *et al.*, 1998).

$\zeta\gamma^{3-4}$ . **Orthogneiss de Lanvaux, faciès à grain grossier, œillé, à biotite (Ordovicien)**. L'orthogneiss de Lanvaux forme un étroit (5 km de large) massif, bien marqué dans la topographie ; orienté WNW-ESE, il prend en écharpe tout le centre de la carte Elven et se poursuit tant vers l'Ouest sur la carte

Baud que vers l'Est sur la carte Malestroit. Il recoupe le Groupe de Bains-sur-Oust et ses contacts nord et sud avec ces métasédiments, bien que très rectilignes, semblent de type intrusif ; en effet à sa terminaison occidentale (Baud, Béchennec *et al.*, 2013), d'une part il dessine des lobes au sein des métasédiments ou les enclave et d'autre part il les recoupe en lentilles plurihectométriques.

L'Orthogneiss de Lanvaux affleure largement tout au long du massif, notamment dans les vallées et les hauteurs des Bois de Botséglo, de Treulan, de Colpo, de Saint-Bily et de Lanvaux ; cependant les occurrences les plus facilement accessibles se situent en bordure de route et de chemin, tel à Loperhet le long de la D179 (47° 47 796'N - 2° 52 405'W), en bordure de la route de Kermarthe (47° 49 727'N - 2° 44 955'W), le long de la D126 à l'Est immédiat de Plaudren (47° 46 494'N - 2° 40 978'W), le long de la D1 au niveau de Le Clestro (47° 45 380'N - 2° 35 034'W) et à Trédion, le long de la N166 au Nord de Pont-Guilmet (47° 45 021'N - 2° 33 625'W), en rive sud de la Claie le long du GR 38 du Pont-de-la-Ville-Moizo à Chez-Marot (47° 47 601'N - 2° 32 494'W).

Cet orthogneiss, riche en biotite, présente soit un aspect leptynitique observé uniquement à sa terminaison occidentale (carte Baud), soit un aspect œillé avec des porphyroclastes sub-centimétriques de feldspath. Ce dernier faciès comprend une matrice quartzo-feldspathique de grain moyen-grossier qui emboîte des porphyroclastes de feldspath de 0,5 × 0,8 cm à 1 × 2 cm, étirés dans le plan de foliation. La foliation principale (S1), généralement bien marquée, est orientée, sur la bordure méridionale du massif, au 95-100° et son pendage est soit subvertical soit fortement penté (65-80°) vers le Nord ; sur sa bordure septentrionale, elle est orientée au 105-110, sauf en limite orientale de la feuille où elle est au 90-95°. Localement (FB 12640) une linéation d'étirement pendant de 5 à 8° vers l'Est est présente.

Le faciès œillé a une texture granoporphyroclastique et la foliation (S1) est bien soulignée, d'une part par l'allongement des paillettes de biotite et leur ségrégation en minces lits discontinus et d'autre part par l'étirement des plages de quartz, l'ensemble moulant les porphyroclastes de feldspath.

Sa paragenèse est composée de quartz (38 %), de feldspath plagioclase (42-56 %), de feldspath potassique (14-20 %), de biotite (4-6 %) et accessoirement de muscovite, de zircon et d'apatite ; on note ainsi la remarquable et nette prépondérance du feldspath plagioclase.

Une analyse chimique réalisée sur un échantillon prélevé sur la carte adjacente Baud (annexe tabl. 1), montre une composition intermédiaire (SiO<sub>2</sub> = 62,69 %), alumineuse (Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> = 17 %) et assez potassique (K<sub>2</sub>O = 2,86 %), comparable à celle d'une granodiorite. L'indice d'aluminosité (A/CNK = 1,09)

témoigne d'un caractère peralumineux, mais il convient, néanmoins, de le considérer avec réserve au regard de la nature orthogneissique de cette roche.

Cet orthogneiss a été daté à 460 Ma  $\pm$  5/-3 Ma en U/Pb par dissolution sur les zircons d'un échantillon prélevé sur la carte Baud (Guerrot 1998 ; Béchenec *et al.*, 2013).

### **Unité de Saint-Julien-de-Vouvantes**

Cette unité délimitée par deux accidents majeurs dont le plus septentrional correspond à la branche nord du CSA, n'est que peu représentée sur la carte Elven ; en effet elle est tectoniquement tronquée et se limite à un biseau qui vers l'Ouest, se termine au niveau de Plumelec. Par contre, vers l'Est, sur la carte adjacente Malestroit (Plaine *et al.*, 1981), elle s'étend largement et trois formations y ont été distinguées : les formations de Saint-Marcel, de Gandouin et de Bois-Neuf.

Sur la carte Elven, les conditions d'affleurement ne permettent guère de reconnaître ces trois entités et l'ensemble a été cartographié sous l'appellation de « Groupe de Renac ».

**SR. Groupe de Renac indifférencié, schistes gris bleuté, schistes quartzeux gris-vert, schistes noirs.** Ce groupe est limité, localement sur son flanc nord, par un filon de quartz laiteux qui se suit, de proche en proche, sur plus de 1 km grâce à de fréquents blocs métriques sub-en-place, et qui souligne le tracé de la branche septentrionale du Cisaillage sud-armoricain. Sur son flanc méridional, il est en contact avec la Formation de Rochefort-en-Terre, mais la nature de ce dernier, jamais observé, demeure inconnue ; cependant d'après les données de la carte adjacente Malestroit où il a été observé à Gandouin, il est tectonique et est considéré par J. Plaine *et al.*, (1981) comme un diverticule de la branche nord du CSA.

Ce groupe affleure peu ; cependant, d'après les nombreuses pierres volantes observées dans les champs, tel à l'Est de Talcoëtmeur (47° 49 066'N - 2° 35 920'W) ou le long de la route des Landes-de-Rohan au Nord de la chapelle de Saint-Jacques à Launay-Guénetic, cet ensemble est principalement constitué de schistes gris bleuté ; ces derniers, qui sont plus ou moins finement lités et présentent un débit en feuillets et plaquettes, sont associés à des schistes quartzeux, à des métagrès fins gris-vert à débit en fines plaquettes et à des schistes noirs subordonnés. Les schistes quartzeux, lorsqu'affleurant, montrent un débit régulier presque ardoisier qui correspond à la schistosité principale (S1), orientée au 65-70° avec un pendage subvertical ou de 70° vers le Nord.

Les schistes ont une texture lépidoblastique avec une foliation principale (S1) soulignée par l'orientation des paillettes de phyllites. Leur paragenèse comprend

du quartz (5 à 8 %), des phyllites très fines (70 %), du chloritoïde (20 %) et des opaques (5 %).

Le quartz est en très petites plages xénomorphes à extinction onduleuse, regroupées en de minces lentilles allongées suivant la (S1).

Les phyllites, en très petites paillettes bien orientées, en majorité de la muscovite, forment la matrice de la roche.

Le chloritoïde est en petites baguettes peu ou pas orientées et parfois disposées en rosettes.

Les opaques forment des pigments ou des filaments plus ou moins abondants suivant les lits ; il s'agit probablement de graphite.

Les schistes quartzeux ont une texture granolépidoïblastique très fine et la foliation principale (S1) est soulignée d'une part par l'orientation de nombreuses petites paillettes de muscovite, uniformément réparties dans une matrice quartzreuse, et d'autre part par l'étirement de nombreuses plages de quartz. La paragenèse de ces schistes (47° 49 40'N - 2° 37 636'W) comprend du quartz (55 %) et de la muscovite (45 %).

## **Plutons varisques**

### **Le Massif de Questembert**

**γ<sub>Q</sub>. Granite à grain moyen/grossier, mylonitique, à muscovite et biotite nettement subordonnée.** Le granite de Questembert forme un vaste batholite d'allongement WNW-ESE qui se suit depuis le Nord de Pluvigner (carte Baud, Béchenec *et al.*, 2013) jusqu'au niveau de Redon après avoir traversé les cartes d'Elven, Vannes, Malestroit et Questembert.

Sur la carte Elven, le granite de Questembert recoupe, sur son flanc nord, les métasédiments du Groupe de Bains-sur-Oust et localement, ceux des formations de Rochefort-en-Terre et de l'Eclys ; sur son flanc sud il recoupe et/ou enclave les micaschistes de la Formation de Saint-Nolff et il est localement limité par la branche sud du CSA.

Ce granite affleure largement : (1) en bordure de la D779 au Nord de Pratel Mat, (2) à Grand-Champ en bordure de la D133 et de la D150 respectivement aux entrées orientale et septentrionale du bourg, (3) au Nord de Meucon le long de la D767, notamment en bordure de la bretelle de sortie ouest, (4) sur la rive orientale du ruisseau de Derval, (5) sur les rives du ruisseau du Camp-de-César, (6) en bordure de la D126, (7) dans les carrières en exploitation telles celles du Parc, de Lescastel et de la Butte de Méné. De plus, ce granite donne de très nombreuses pierres volantes, en dalles, dans les champs.

Le granite de Questembert présente, très généralement, une matrice à grain moyen/grossier emballant des porphyroblastes plurimillimétriques de feldspath et comprenant de nombreuses grandes paillettes de muscovite et de petites paillettes de biotite, nettement subordonnées.

Ce granite est affecté par une déformation ductile qui lui donne fréquemment un aspect orthogneissique avec l'association de plans « S », « C » et d'une linéation d'étirement. Les plans « S » sont assez fréquemment subverticaux et orientés au 95-100, mais ils peuvent aussi être sub-parallèles aux plans « C » et orientés au 110-120 avec un pendage de 60 à 75° vers le Nord ; de plus ces derniers portent une linéation d'étirement, souvent subhorizontale, axée au 110.

Ce granite à une texture grenue mylonitique et sa paragenèse comprend du quartz (38 à 40 %), du feldspath potassique (28 à 32 %), du feldspath plagioclase (26 à 28 %) de la muscovite (4 à 6 %) de la biotite (1 %) et accessoirement de l'apatite, du zircon et de la tourmaline.

Le quartz est en petites plages plus ou moins allongées dans le plan de foliation ou en prorubans ; assez fréquemment elles sont regroupées en lits holoquartzeux discontinus moulant les petits porphyroblastes de feldspath. Le quartz est parfois recristallisé en mortier.

Le feldspath potassique, de type microcline, est en petites et moyennes plages xénomorphes associées à celles de plagioclase et en petits porphyroblastes subautomorphes (2 × 3 mm ; 4 × 6 mm) moulés par la foliation.

Le feldspath plagioclase, de l'albite-oligoclase, est en petites et moyennes plages xénomorphes ou subautomorphes et plus rarement en porphyroblastes moulés par la foliation.

La muscovite est en moyennes et grandes paillettes orientées suivant la foliation ou en très petites paillettes formant de minces lits matérialisant les plans « C » ; de plus quelques grandes paillettes tardives, bien que non-orientées, sont néanmoins déformées.

La biotite est en petites paillettes orientées associées à celles de muscovite.

L'apatite est en petites baguettes subautomorphes et en granules craquelés.

Une analyse chimique (FB 12406 ; 47° 43 579' - 2° 45 548') montre que ce granite est très acide ( $\text{SiO}_2 = 73,5$ ), leucocrate ( $\text{Fe}_2\text{O}_{3t} < 1\%$  ;  $\text{CaO} < 1\%$ ), potassique ( $\text{K}_2\text{O} = 4,68\%$ ) et fortement peralumineux ( $A/\text{CNK} = 1,29$ ) (annexe tabl. 1). Elle s'apparente à celles des granites de « l'association alumino-potassique de type Limousin » (Stussi, 1989), ceci les situant dans l'un

des types magmatiques les plus fréquents et les plus caractéristiques de la partie interne de l'orogène varisque (Chantraine *et al.*, 1996). Une étude isotopique de ces leucogranites à une échelle régionale a permis à J. Bernard-Griffiths *et al.* (1985) de les attribuer à une fusion partielle à grande échelle d'un matériau crustal de type métasédimentaire, d'âge probablement néoproterozoïque. Ceci rejoint le modèle classique de B.-W. Chappell et A.-J.-R. White (1974) relatif à l'origine des granites dits de « type-S ». Dans le diagramme P/Q (fig. 2) cette roche est proche du granite de référence, ce qui témoigne de son caractère différencié.

Sur la carte adjacente Vannes, ce granite a été daté à  $318 \pm 4$  Ma, sur monazites en U-Th/Pb (Augier *et al.*, 2011).

**MYQ. Granite anatectique à grain fin/moyen, hétérométrique, localement enclaves de paragneiss.** Sur sa bordure septentrionale, entre Loqueltas et Monterblanc, le Massif du granite de Questembert présente un faciès anatectique. Ce faciès affleure peu et est généralement fortement altéré, mais il donne d'assez nombreuses pierres volantes dans les champs. Il affleure en base de talus à l'entrée ouest du bourg de Monterblanc et dans une ancienne petite carrière abandonnée près de Kerguelo au Sud-Est de Loqueltas.

Ce granite a un grain fin-moyen, hétérométrique, avec du quartz en tête d'épingle, inframillimétrique et translucide, emballé dans une matrice feldspathique blanche ; la proportion de micas est variable et localement on note la présence d'enclaves de paragneiss. Cependant, dans l'ancienne carrière de Kerguelo, le faciès est plus homogène et il présente une texture grenue plus ou moins orientée. Sa paragenèse comprend du quartz (37 %), du feldspath potassique (microcline) (29 %), du feldspath plagioclase (28 %), de la biotite (2 %), de la muscovite (3 %) et accessoirement du zircon et de l'apatite.

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

Sur la carte Elven, Le Domaine varisque de Bretagne centrale, séparé du Domaine varisque ligéro-sénan par la branche nord du CSA, comprend deux unités structurales, qui sont, du Sud au Nord, l'Unité du Sud de Rennes et l'Unité de Bretagne centrale (terminologie définie par Chantraine *et al.*, 2005) ; cette dernière est recoupée par les granites varisques de Lizio, de Guéhenno et de Bignan.

### **Unité du Sud de Rennes**

Cette unité est en contact tectonique (branche nord du CSA), sur son flanc sud, avec l'Unité de Saint-Julien-de-Vouvantes ou avec celle des Landes de Lanvaux, qui toutes deux appartiennent au Domaine varisque ligéro-sénan. Sur

la carte Elven elle est constituée de trois formations qui sont de bas en haut : les formations de Saint-Jean-Brévelay, du Grès armoricain et de Traveuzot. Enfin, très ponctuellement, en limite occidentale de la carte près de Kerningu, affleurent aussi les schistes de la Formation de Baud qui se développe plus vers l'Ouest sur la carte adjacente de Baud, où elle forme une étroite lanière étirée entre deux décrochements, diverticules du CSA.

**ξJB. Formation de Saint-Jean-Brévelay, micaschistes fins, gris-argenté, à muscovite et biotite subordonnée.** La Formation de Saint-Jean-Brévelay forme le cœur d'une structure anticlinale pincée, d'extension plurikilométrique, dilacérée et localement en partie élidée par les accidents décrochants associés à la branche nord du CSA. Ainsi, sur son flanc nord, elle est contact tectonique soit avec les séries du Briovérien soit avec le granite de Lizio. À l'Ouest de Saint-Jean-Brévelay et au Sud-Est de Trédano, elle dessine une terminaison péri-anticlinale enveloppée par les métaquartzites de la Formation du Grès armoricain qui, de plus, la borde sur son flanc méridional. En effet, la Formation de Saint-Jean-Brévelay est en contact normal avec cette dernière et ce contact stratigraphique s'observe notamment près du hameau de Linier (47° 50 883'N - 2° 50 610'W) (fig. 3) où on note l'apparition de petits niveaux de métaquartzites, de puissance centimétrique, insterstratifiés au toit des micaschistes qui rapidement passent à la Formation quartzitique du Grès armoricain.

La Formation de Saint-Jean-Brévelay forme notamment les reliefs situés au sud immédiat du bourg de Saint-Jean-Brévelay et ceux du Bois-de-Donnan ; elle affleure largement en bordure de la D182 (47° 50 334'N - 2° 43 146'W), dans le Bois-de-Donnan (le long du GR 38), où elle forment des arêtes, à flanc de coteau de part et d'autre de la route de Linier, à flanc de coteau à l'Est de Poulan (47° 49 779'N - 2° 39 490'W), à flanc de coteau du ruisseau de Callac, (47° 49 233'N - 2° 34 199'W) et à flanc de coteau au Sud de Trédano (47° 49 038'N - 2° 32 880'W ; 47° 49 142'N - 2° 32 890'W ; 47° 49 225'N - 2° 33 101'W).

La Formation de Saint-Jean-Brévelay est constituée d'un faciès uniforme de micaschistes gris clair plus ou moins argenté, à grain fin ou fin-moyen, très finement feuilletés. La foliation, très pénétrative, subverticale, est orientée au 90° au Sud immédiat de Saint-Jean-Brévelay, au 70-75° au niveau de Linier, et au 90-100° au Sud de Trédano. Localement cette foliation est déformée par de petits plis en chevrons, assez dysharmoniques, dont les axes pendent de 5 à 10° au 70° ou au 250°.

Les micaschistes ont une texture granolépido-blastique et la foliation principale (S1) est soulignée par l'alternance de lits quartzeux très minces et de lits micacés où les paillettes sont de plus disposées dans le plan de la (S1). Cette dernière est fréquemment déformée par des plis en chevrons auxquels est parfois associée une schistosité frustrée (S2) de crénelation. Enfin, dans les lits



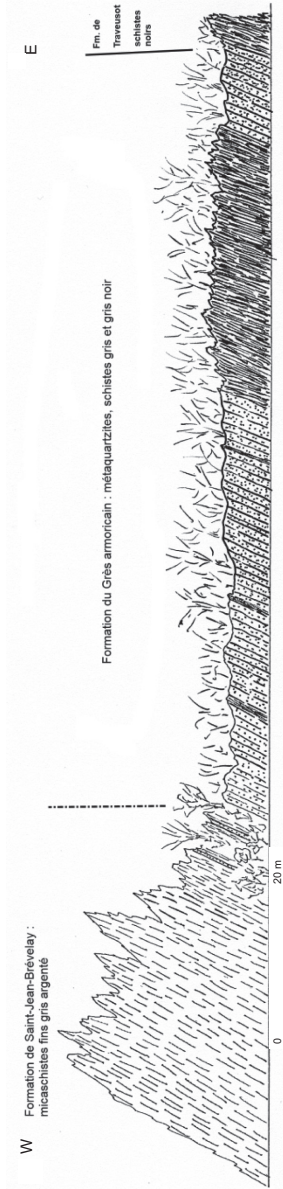


Fig. 3 - Coupe des formations de Saint-Jean-Brévelay et du Grès armoricain, à Linier en bordure du GR 38

quartzeux, les reliques d'une ancienne foliation (S0-1) est parfois visible, soulignée soit par l'orientation de certaines paillettes de micas, soit par des reliques de charnières intrafoliales. La paragenèse de ces micaschistes est composée de quartz (35 à 47 %), de muscovite (35 à 50 %), de biotite plus ou moins chloritisée (3 à 23 %), d'opagues (1 à 4 %), parfois de chloritoïde (0 à 8 %) et accessoirement de tourmaline et de zircon.

Le quartz est en petites et très petites plages xénomorphes, à extinction plus ou moins onduluse, regroupées en minces lits et parfois en lentilles à dominante quartzeuse.

La muscovite est en petites paillettes très généralement allongées dans le plan de la foliation principale (S1) et majoritairement regroupées dans les lits micacés ; parfois l'allongement transverse de certaines paillettes souligne une foliation relique (S0-1).

La biotite est en petites paillettes associées à celles de muscovite et elle est généralement très fortement chloritisée.

Le chloritoïde, lorsque présent, est en baguettes sub-automorphes allongées dans le plan de la (S1) mais moulées par elle, ce qui implique une cristallisation précoce.

Les opagues en granules subarrondis généralement allongés dans le plan de la (S1), et parfois cubiques, sont généralement présents dans les lits micacés.

**XGa. Formation du Grès armoricain, métaquartzites gris clair à blanc, schistes gris-vert subordonnés.** La Formation du Grès armoricain forme une bande étroite mais assez continue qui prend en écharpe toute la carte Elven. Vers l'Ouest, sur la carte adjacente de Baud, elle est tectoniquement élidée et son extension se limite à quelques lentilles d'extension kilométrique ; au contraire, vers l'Est, sur la carte Malestroit, elle se développe très largement.

Sur la carte Elven, elle est présente d'une part sur le flanc méridional de la structure anticlinale qui s'étend de Saint-Jean-Brévelay à Trédano et d'autre part aux terminaisons péri-anticlinales de cette même structure ; par contre elle est tectoniquement élidée sur son flanc nord.

Cette formation surmonte normalement les micaschistes de la Formation de Saint-Jean-Brévelay et elle est elle-même surmontée, normalement, par les schistes et micaschistes de la Formation de Traveusot. Le passage entre ces deux formations est bien exposé en bordure de route à l'Ouest du hameau de Linier (fig. 3) et le long du chemin menant de cette route au hameau.

La Formation du Grès armoricain, contre toute attente, au vu de la dureté de la roche, n'affleure que peu ; ses principales occurrences se situent : (1) au Sud de Moustoir-Ac dans une ancienne carrière près de Rohglaz (47° 50 883'N - 2° 50 610'W) où sa puissance visible est de l'ordre de 20 m et où de rares interbanes de schistes noirs sont associés à des métaquartzites gris-blanc, massifs, à grain fin, avec une foliation bien marquée, subverticale, orientée au 75°, (2) au Nord-Ouest du hameau de Haut-Moulac, où le long du chemin qui suit la rive orientale du thalweg et dans une ancienne carrière, affleurent des métaquartzites blancs à grain fin avec une foliation nette subverticale orientée au 90-100 qui favorise un débit en plaquettes ou en dalles, (3) à l'Ouest du hameau de Linier le long de la route principale et le long du GR 38 menant au hameau, où la série, de puissance pluridécamétrique, est affectée par une foliation orientée au 90° avec un pendage de 70° vers le Sud, (4) au Sud-Est du hameau de Govello où une ancienne carrière en voie de comblement expose une série de puissance décamétrique, de métaquartzites gris clair, finement lités avec une foliation verticale, orientée au 90, qui favorise un débit en plaquettes. Par ailleurs, cette formation donne de nombreuses pierres volantes dans les champs, notamment à l'Ouest de Saint-Jean-Brévelay, ce qui permet de délimiter très précisément son extension.

Cette formation est essentiellement constituée de métaquartzites gris-blanc, à grain fin, massifs ou finement lités ; localement on note la présence d'interbanes centimétriques à décimétriques de schistes quartzeux gris-vert ou de schistes gris-noir. Au hameau du Linier (fig. 3), la coupe de cette formation montre qu'elle se compose d'une série basale quartzitique de 55 m de puissance environ, d'une série intermédiaire de 30 m de puissance essentiellement composée de schistes gris-noir et gris-vert et d'une série sommitale quartzitique de 8 à 10 m de puissance.

Les métaquartzites présentent une texture granoblastique à granolépidoblastique avec une foliation principale (S1) soulignée par l'orientation des paillettes de micas, dispersées dans la matrice quartzreuse ou regroupées en minces lits à dominante micacée. La paragenèse de ces roches est composée de quartz (70 à 85 %), de muscovite (15 à 20 %), de biotite (0 à 5 %), d'opiques (0 à 1 %) et accessoirement de tourmaline et de zircon.

Le quartz est en petites et très petites plages (0,01-0,05 mm) à extinction plus ou moins onduleuse.

La muscovite est en petites paillettes très généralement allongées dans le plan de la foliation (S1) et parfois regroupées en minces lits micacés ; cependant, localement, leur orientation transverse souligne les reliques d'une ancienne foliation (S0-1).

La biotite est en petites paillettes très pléochroïques, orientées dans le plan de la (S1) et associées à celles de muscovite.

Les opaques forment généralement de petits granules, mais ils peuvent aussi, dans certains niveaux, former des plages d'aspect squelettique allongées dans le plan de la (S1).

**ξStr. Formation de Traveusot, micaschistes/schistes gris-noir, finement feuilletés, localement à débit ardoisier.** Cette formation s'étend largement sur la carte Elven où elle forme une bande étroite mais continue, avant de se poursuivre tant vers l'Ouest que vers l'Est sur les cartes adjacentes, respectivement Baud et Malestroit. Elle est impliquée aussi dans la vaste structure anticlinale dont le cœur est occupé par les micaschistes de la Formation de Saint-Jean-Brévelay. De ce fait, à l'Ouest de Saint-Jean-Brévelay, elle enveloppe la terminaison péri-anticlinale et se termine en biseau le long du décrochement qui élide tectoniquement tout le flanc nord de cette structure. Ainsi est-elle en contact normal avec les métaquartzites de la Formation du Grès armoricain sous-jacente, mais elle est en contact tectonique sur sa bordure nord avec les séries du Briovérien ; de même sur sa bordure méridionale, elle est en contact tectonique soit avec la Formation de Rochefort-en-Terre soit avec le Groupe de Renac le long de la branche nord du CSA ; cette dernière est localement souligné par des filons de quartz laiteux, tel à l'Ouest du Moulin-du-Resto et au Sud de la Ville-Rée.

Bien qu'étant essentiellement constituée de roches tendres, schistes et micaschistes fins, cette formation affleure largement et arme certains reliefs bien marqués dans la topographie, tel celui qui se suit depuis Remungol au Sud-Est de Plumélec jusqu'à la Ville-Rée en limite orientale de la feuille.

Ses principales occurrences se situent : (1) au Sud-Ouest de Moustoir-Ac, d'une part en limite de carte en bordure de la route de la Ville-Neuve (47° 50 920'N - 2° 52 270'W) et d'autre part en bordure de la D16 au Nord du Moulin-du-Resto (47° 50 948'N - 2° 52 021'W) où la série constituée de schistes gris-noir, lustrés, finement feuilletés, friables, associés à de nombreux exsudats décimétriques de quartz laiteux, est affectée par une foliation très pénétrative ; cette dernière subverticale, orientée au 65-70, est déformée par de petits plis en chevrons à plan axial vertical dont l'axe pend de 5 à 10° vers le 245-250°, (2) au Sud de Moustoir-Ac, de part et d'autre de la route de Quelennec, où les schistes noirs, friables, sont affectés par une foliation subverticale orientée au 70° (47° 50 932'N - 2° 50 009'W), (3) au Nord du Moulin de Trébimoël à flanc du coteau ouest et en bordure du chemin de Kerdréan (47° 50 686'N - 2° 48 109'W), (4) le long de la D115 et à flanc de coteau du thalweg au niveau du Haut-Moulac (47° 50 461'N - 2° 46 086'W) où des schistes noirs, lustrés, toujours associés à des exsudats de quartz laiteux, forment des arêtes ruiniformes et montrent une foliation orientée au 85 avec un pendage de 75-80° vers le Nord, (5) au Sud-Ouest

du hameau de Linier (47° 49 789'N - 2° 40 161'W), (6) au Sud-Est de Remungol à flanc de coteau ouest du thalweg (47° 49 309'N - 2° 35 920'W) où les schistes noirs, moirés, tendres, avec de nombreux exsudats de quartz, sont affectés par une foliation orientée au 80° avec un pendage subvertical ou de 80° vers le Nord, (7) au Sud de la Ville-Rée (47° 48 783'N - 2° 31 810'W) où de nombreuses anciennes carrières ardoisières entaillent des schistes, gris-ardoise, un peu plus quartzueux que les précédents ; de ce fait la foliation qui les affecte, orientée au 75-80° avec un pendage subvertical ou à 75-80° vers le Nord, leur donne un débit régulier de type ardoisier qui a favorisé leur exploitation.

Les schistes-micaschistes de cette formation ont une texture lépidogranoblastique avec une foliation principale (S1) soulignée par l'alternance de minces lits à dominante quartzeuse et de lits phylliteux qui forment l'essentiel de la roche et par l'orientation des paillettes de phyllites. Cette foliation est fréquemment déformée par de petits plis en chevrons auxquels est associée une schistosité de crénulation (S2). De rares charnières intrafoliales témoignent d'une ancienne foliation relique (S0-1).

Ces schistes-micaschistes fins ont une paragenèse composée de quartz (15-20 %), de muscovite (45-50 %), de chlorite (5-10 %), d'opacques (graphite ?) (5-15 %) et de chloritoïde (5-30 %).

Le quartz est en petites (0,01-0,02 mm) plages à extinction onduleuse, regroupées en minces lits discontinus ou en lentilles à dominante quartzeuse.

La muscovite est en petites paillettes très fines, souvent flexueuses, orientées suivant (S1) et déformées par les plis en chevrons.

La chlorite est en petites paillettes associées à celles de muscovite ; de teinte beige clair elles sont peu pléochroïques et il est possible qu'elles correspondent à une rétro-morphose de biotite.

Les opaques sont très présents dans ces faciès, soit sous forme de filaments flexueux, soit sous forme de pigment imprégnant la matrice ; il est probable qu'il s'agisse de graphite.

Le chloritoïde est généralement présent et souvent abondant ; il se présente en fines baguettes orientées suivant (S1).

**SB. Formation des schistes de Baud : schistes gris vert-bleuté, lustrés, à muscovite et chlorite, paragneiss quartzueux subordonnés.** Cette formation, sur la carte Elven, n'est présente que ponctuellement, à Kermengu, en limite occidentale de la feuille. Elle est nettement mieux exprimée sur la carte adjacente Baud où elle constitue une mince lanière délimitée, tout au long de la vallée du Tarun, par des accidents décrochants associés à la branche

nord du CSA. De ce fait il est difficile de préciser ses relations originelles avec les formations voisines ; néanmoins, sa lithologie et le métamorphisme modéré qui l'affecte, la rapprochent des formations de l'Unité du Sud de Rennes plutôt que des séries briovériennes de l'Unité de Bretagne centrale.

Sur la carte Elven, cette formation n'est observée que sous forme de rares pierres volantes au Sud de Kermengu ; cependant, d'après les données de la feuille adjacente Baud, cette formation est essentiellement constituée de schistes fins gris-vert à reflets vert-bleuté parfois, qui se débitent en fines plaquettes à surface lustrée, et auxquels sont localement associées de rares passées de paragneiss quartzeux, plus massifs.

La paragenèse des schistes comprend du quartz (15-30 %), de la muscovite-séricite (40-65 %), de la chlorite (10-50 %) et accessoirement des opaques.

### Unité de Bretagne centrale

L'Unité de Bretagne centrale, sur son flanc sud, est en contact tectonique (diverticule de la branche nord du CSA) avec l'Unité du Sud de Rennes ; cependant, plus vers l'Est, d'après les données de la carte adjacente Malestroit (Plaine *et al.*, 1981), le contact entre ces deux entités correspond à une discordance angulaire. Cette unité comprend les séries du Briovérien, recoupées par les granites varisques de Bignan, de Guéhenno et de Lizio.

<sup>ΣAL</sup>  
5b. **Formations du Briovérien, micaschistes grossiers à silicates d'alumine, paragneiss et métaquartzites subordonnés.** Les formations du Briovérien sont présentes dans le tiers nord de la carte Elven, où elles enveloppent les massifs de granites varisques. Ainsi constituent-elles trois principales entités géographiques : (1) dans l'angle nord-ouest de la feuille, (2) au Nord de Saint-Jean-Brévelay, (3) en limite orientale de la carte dans la région de Trédano.

Les séries du Briovérien n'affleurent que peu, mais donnent de nombreuses pierres volantes dans les champs. Leurs principales occurrences sont généralement dues à des travaux routiers tel dans le bourg de Saint-Jean-Brévelay (47° 50 738'N - 2° 43 518'W ; 47° 50 649'N - 2° 43 528'W), en bordure nord de la D1 au niveau de Quilio (47° 51 669'N - 2° 44 545'W), en bordure de la D122 (47° 51 981'N - 2° 38 856'W) et de la D165 (47° 52 744'N - 2° 39 155'W) respectivement à l'Ouest et au Nord de Billio ; elles affleurent aussi, localement, à flanc de coteau de quelques thalwegs, tel au Nord de Billio près de la Grée-Janvier (47° 52 608'N - 2° 38 141'W).

Elles sont essentiellement constituées de micaschistes beige-argenté, finement feuilletés, associés à des paragneiss à grain fin et dans une moindre mesure à des métaquartzites micacés à grain fin, assez massifs. Ces roches sont affectées par

une foliation principale (S1) très pénétrative qui induit un débit en fines plaquettes régulières ; en limite méridionale de l'unité, tel à Saint-Jean-Brévelay, elle est orientée au 80-90°, avec un pendage subvertical, ce qui dénote une influence certaine des structures décrochantes associées à la branche nord du CSA ; par ailleurs, dans les bandes axées NNE-ESE, qui épousent les contours des massifs granitiques, elle a une orientation variant de 45-50° à 65-70°, avec un pendage subvertical ou de 70° vers le Nord.

Les micaschistes ont une texture granolépidoblastique et la foliation principale (S1) est soulignée par l'orientation des paillettes de micas et leur ségrégation en lits à dominante micacée qui alternent avec des lits quartzo-micacés. La (S1) est déformée par de petits plis en chevrons auxquels est associée une (S2) de crénulation. Parfois une foliation relique (S0-1) est soulignée par des charnières intrafoliales admettant la (S1) de plan axial. Leur paragenèse est composée de quartz (40-55 %), de muscovite (30-40 %), de biotite (10-22 %), parfois d'andalousite et accessoirement de tourmaline de zircon et d'opagues.

Le quartz est en petites plages à extinction onduleuse.

La muscovite est en petites paillettes orientées suivant la (S1) ou la (S0-1) et déformées par les plis en chevrons.

La biotite est en petites paillettes associées à celles de muscovite et souvent assez fortement rétro-morphosées en chlorite.

L'andalousite est en petits porphyroblastes parfois poecilithiques moulés par la (S1) et assez fortement damouritisés.

Les métaquartzites ont une texture granoblastique et la foliation principale (S1) est soulignée par les paillettes de micas régulièrement réparties dans la matrice quartzreuse. Cette foliation principale est parfois déformée par de petits plis auxquels est associée une (S2) de crénulation.

La paragenèse de ces métaquartzites comprend du quartz (65-75 %), du feldspath (0-5 %), de la muscovite (15-30 %), de la biotite (0-5 %), des opaques et accessoirement de la tourmaline et du zircon.

Le quartz est en petites plages souvent assez hétérométriques (0,02 à 0,5 mm) dont certaines correspondent à d'anciens clastes polycristallins ; leur extinction onduleuse est plus ou moins accentuée.

Le feldspath est en petites plages fortement séricitisées.

La muscovite est en petites paillettes orientées suivant la (S1) et dispersées dans la matrice quartzreuse ou regroupées en très minces lits micacés.

La biotite est en petites paillettes associées à celles de muscovite et plus ou moins rétro-morphosées en chlorite.

## Plutons varisques

Les séries du Briovérien de l'Unité de Bretagne centrale sont recoupées par trois principaux massifs de granites varisques, qui sont, d'Ouest en Est, le Massif de Bignan, le Massif de Guéhenno et le Massif de Lizio. Tous ces massifs présentent une géométrie en goutte d'eau dont la tête est renflée vers le NNE et dont le pédoncule tend à s'étirer vers l'Ouest, parallèlement aux accidents décrochants associés à la branche nord du CSA.

### Le massif granitique de Lizio

$\gamma_{L}^{2-3}$ . **Granite à grain moyen-grossier, orienté, à muscovite > biotite.** Ce granite constitue un vaste massif qui occupe le quart nord-est de la carte Elven avant de se poursuivre sur les cartes voisines : Josselin (Thomas *et al.*, 2008), Malestroît (Plaine *et al.*, 1981) et Ploërmel (Thomas *et al.*, 2004). Il présente une géométrie en « goutte d'eau » dont le pédoncule tangente la branche septentrionale du CSA. Ce granite recoupe les micaschistes du Briovérien mais, sur sa bordure sud, il est localement directement affecté par un accident décrochant associé au CSA. De ce fait, tout au long de cette frange méridionale il montre une foliation mylonitique avec association de plans C/S, compatible avec un cisaillement dextre et une linéation d'étirement. Au Sud-Est de Plumélec les plans « S » et « C », subverticaux, sont orientés respectivement au 80-85° et au 100-105° et la linéation portée par les plans « C », subhorizontale, est axée E-W. À l'Est à Remungol, les plans « S » et « C » sont respectivement orientés au 85° et au 110-115° et la linéation d'étirement pend de 5° vers le 110-115°.

Hors de cette frange méridionale, dans le reste du massif, ce granite est orienté aussi ; sur sa bordure occidentale généralement il est orienté au 30-50° alors que par ailleurs domine une orientation au 70-80°, le pendage étant, dans tous les cas, subvertical.

Les meilleurs affleurements de granite mylonitique de la frange méridionale avec les structures C/S/L se situent au Sud de Plumelec : (1) dans l'ancienne carrière abandonnée de Le Pasdrun, (2) en bordure de la D1, et (3) en bordure de route à l'Est de Remungol. Le faciès orienté du cœur du massif est bien visible en bordure de route à l'Est de Saint-Aubin, en bordure de route et de Thalweg au Nord de Lizio, aux abords du village de Billio, à l'Ouest de Cruguel en bordure de la D160.

Le granite de Lizio, sur la carte Elven, est relativement homogène et présente un grain moyen-grossier, avec de fréquents porphyroblastes plurimillimétriques,



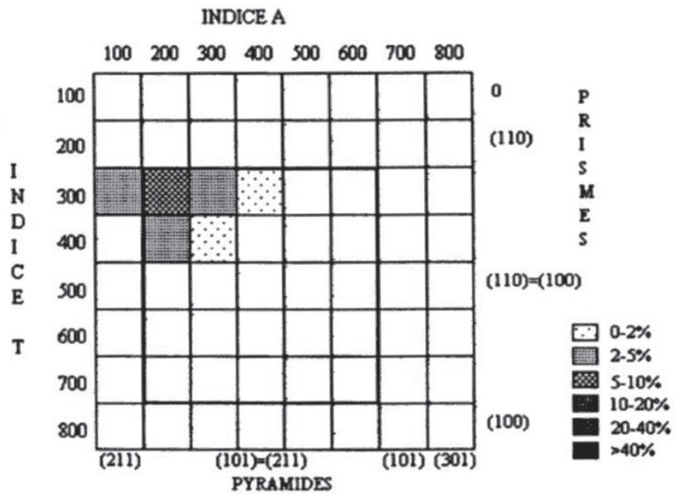


Fig. 4 - Diagramme de répartition (Pupin, 1980) des zircons indexés du granite de Lizio (échantillon 421)

subautomorphes, de feldspath et de nombreuses paillettes de micas avec une prédominance de la muscovite sur la biotite.

Les faciès de la frange méridionale impactés par la branche nord du CSA présentent une texture grenue mylonitique avec les plans « S » et « C » soulignés par l'orientation des paillettes micacées qui moulent les porphyroblastes de feldspath et l'allongement de lentilles quartzzeuses. La paragenèse de ces granites mylonitiques comprend du quartz (38 %), du feldspath potassique (25-30 %), du feldspath plagioclase (25-28 %), de la muscovite (4-5 %), de la biotite (2 %) et accessoirement de l'apatite et du zircon.

Le quartz est en lentilles holocristallines allongées dans le plan de foliation et constituées de petites plages recristallisées en mortier.

Le feldspath potassique, du microcline, est en porphyroblastes subautomorphes de (2 × 5 mm) ou en petites et moyennes plages xénomorphes associées à celles de plagioclase.

Le feldspath plagioclase, de l'albite/oligoclase, est en petites et moyennes plages xénomorphes ou subautomorphes et plus rarement en porphyroblastes infracentimétriques subautomorphes.

La muscovite, en petites paillettes orientées et en grandes paillettes déformées en poisson, est préférentiellement disposée dans des lits quartzo-micacés.

La biotite est en petites paillettes associées à celles de muscovite ou en paillettes moyennes isolées.

L'apatite est en gros grains subautomorphes.

Les faciès du cœur du massif ont une texture grenue dont l'orientation est soulignée par les paillettes de micas plus moins regroupées en minces lits micacés discontinus. Leur paragenèse comprend du quartz (38 %), du feldspath potassique (28 %), du feldspath plagioclase (26 %), de la muscovite (3 à 5 %), de la biotite (2 à 3 %) et accessoirement de l'apatite et du zircon.

La typologie des zircons d'un échantillon prélevé dans ce massif montre que ceux-ci sont assez rares, petits (< 200 µm) incolores, aciculaires et limpides pour la plupart. Seulement 16 % des grains sont indexables et donc aucun indice moyen n'a pu être statistiquement calculé ; cependant on note que la répartition des grains indexés correspond au domaine de répartition des granites d'anatexie crustale sialique (fig. 4).

Des mesures ponctuelles ont été réalisées à la microsonde ionique haute résolution (SHRIMP) sur 13 grains différents de zircon. Seules trois analyses

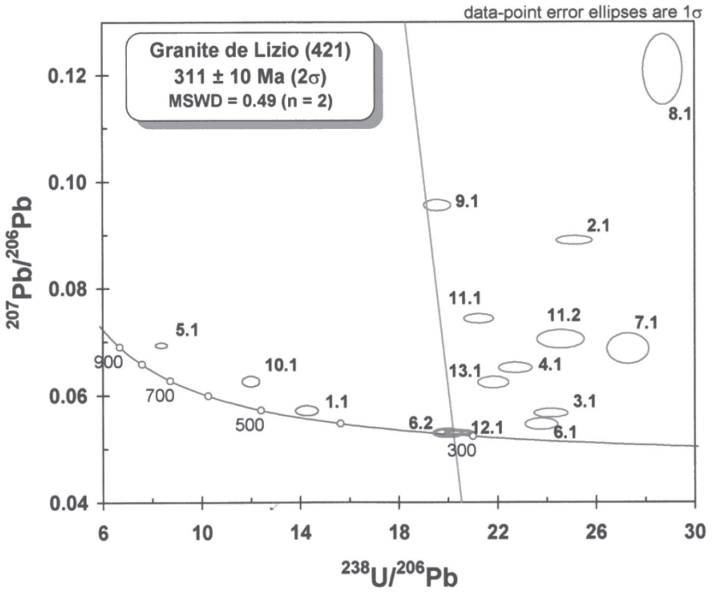


Fig. 5 - Diagramme Concordia selon Tera et Wasserburg, pour les zircons du granite de Lizio (échantillon 421)

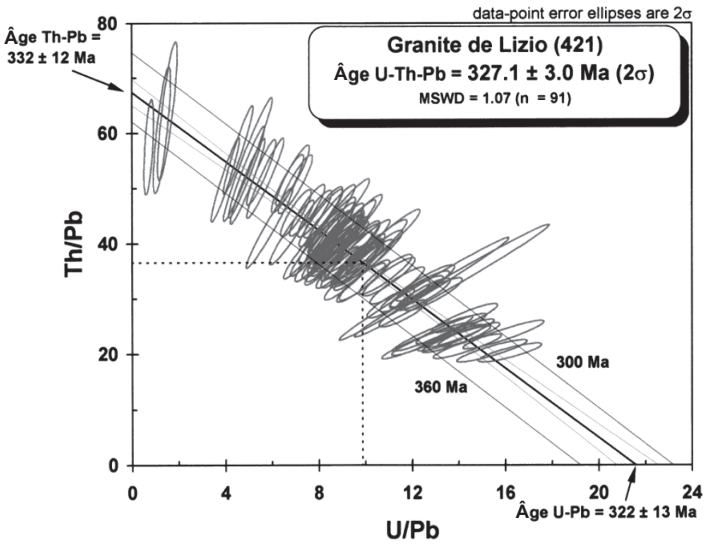


Fig. 6 - Diagramme isochrone Th/Pb = f(U/Pb) pour les monazites du granite de Lizio (échantillon 421)

sont concordantes, ce qui montre que ces zircons sont peu favorables à une datation, en relation avec des héritages très fréquents, des pertes de Pb radiogénique et des quantités inhabituelles de Pb commun. En prenant en compte uniquement les analyses concordantes (fig. 5), on obtient une estimation de l'âge de cristallisation des zircons à **311 ± 10 Ma**.

Dans le même échantillon, 14 grains de monazite ont été extraits et sur dix d'entre eux, la mesure des teneurs en U, Th et Pb a été réalisée sur 100 points à la microsonde électronique SX 50. Pour 91 de ces analyses, le rapport Th/U est relativement faible et varie très largement, ce qui rend le diagramme isochrone U/Pb = f5Th/Pb particulièrement favorable au calcul de l'âge moyen (fig. 6). Ce dernier au barycentre des points est de **327 ± 3 Ma**.

Une autre datation U-Pb sur zircon a donné un âge de mise en place à  $316 \pm 6$  Ma, âge confirmé par des analyses Ar/Ar sur muscovite, avec des âges plateaux allant de 308,2 à 311,5 Ma (Tartèse *et al.*, 2011).

## **Le Massif granitique de Guéhenno**

Ce massif présente deux principaux faciès : un faciès leucocrate à grain grossier à biotite et muscovite et un faciès à grain fin-moyen à biotite dominante.

**$\gamma_{2-3}$  Faciès à grain grossier, orienté, à muscovite et biotite.** Le massif granitique de Guéhenno, sur la carte Elven, est scindé en trois : deux petites entités secondaires ovaliformes, d'extension kilométrique, sont enclavées au sein des micaschistes briovériens et un corps principal qui s'étend vers le Nord jusqu'en limite de carte et se développe principalement sur la carte adjacente Josselin (Thomas *et al.*, 2008). L'ensemble de ce massif montre une foliation bien marquée orientée au 50-70°, avec un pendage subvertical ou à 70° vers le Nord.

Le faciès à grain grossier forme les deux entités secondaires et la bordure méridionale du corps principal du Massif granitique de Guéhenno. Dans ces trois entités, les faciès sont comparables et montrent une matrice quartzofeldspathique à grain grossier, orientée, emballant d'assez fréquents porphyroblastes subautomorphes, plurimillimétriques, de feldspath, moulés par la foliation ; ils affichent cependant certaines différences :

- ainsi la majeure partie de l'entité secondaire la plus méridionale est constituée d'un faciès très leucocrate dans lequel la muscovite, en petites paillettes, est très nettement prépondérante par rapport à la biotite ;
- sur sa bordure nord de l'entité secondaire méridionale et dans l'entité secondaire septentrionale, le faciès dominant montre, au contraire, une prépondérance de la biotite sur la muscovite ;
- enfin sur la bordure méridionale du corps principal, le faciès grossier montre des proportions comparables de muscovite et de biotite.

Les principaux affleurements du granite grossier leucocrate de l'entité méridionale se situent en bordure de route à Kergoal (47° 51 412'N - 2° 44 931'W) et en bordure de thalweg à l'ENE du moulin de Kerauffret (47° 51 373'N - 2° 45 275'W). Le faciès grossier à biotite dominante affleure en bordure de la D1 au Sud de Quillio (47° 51 132N - 2° 48 156'W) et à flanc de coteau oriental au Sud-Ouest de Kerdavid (47° 52 511'N - 2° 43 654'W). Le faciès grossier à muscovite et biotite affleure largement en bordure de la D155, au niveau de Kergal (47° 51 644'N - 2° 42 701'W) et en bordure du chemin forestier longeant la rive orientale du thalweg qui passe à l'Est de Quénelec (47° 52 129'N - 2° 40 793'W).

*Le granite grossier leucocrate à muscovite dominante* à une texture grenue (47° 51 094'N - 2° 44 398'W) avec une foliation soulignée par l'orientation des paillettes de muscovite et leur ségrégation en lits discontinus qui moulent les îlots quartzeux et les porphyroblastes de feldspath. La paragenèse de ce type de granite comprend du quartz (35 %), du feldspath potassique (20 %), du feldspath plagioclase (40 %), de la muscovite (5 %), de la biotite et accessoirement de l'apatite.

Le quartz est entièrement recristallisé en petites plages disposées en mosaïque ; elles présentent une extinction franche et sont regroupées en îlots holoquartzeux.

Le feldspath potassique est en petites plages xénomorphes et en rares petits porphyroblastes.

Le feldspath plagioclase, de l'albite-oligoclase, est en petites plages xénomorphes et en petits porphyroblastes subautomorphes à macles polysynthétiques.

La muscovite est en moyennes et grandes paillettes orientées dans le plan de la foliation et regroupées en lits discontinus qui moulent les porphyroblastes de feldspath.

La biotite, peu abondante, est en petites paillettes isolées.

*Le granite grossier à biotite dominante* de l'entité secondaire septentrionale est fortement orienté et présente un aspect ocellé et un débit en dalles régulières. Il a une texture grenue à granoblastique avec une foliation soulignée par l'orientation des paillettes de micas et leur ségrégation en minces lits discontinus qui alternent avec des lits à dominante quartzreuse et moulent les porphyroblastes de feldspath. Sa paragenèse comprend du quartz (38 %), du feldspath potassique (32 %), du feldspath plagioclase (23 %), de la biotite (4 %), de la muscovite (2 à 3 %), du grenat et accessoirement du zircon.

Le quartz est en petites plages, à extinction franche, allongées dans le plan de foliation et regroupées en lits à dominante quartzreuse.

Le feldspath potassique, du microcline, est en petites plages xénomorphes et en petits porphyroblastes moulés par la foliation.

Le feldspath plagioclase, de l'albite-oligoclase, est en petites et moyennes plages xénomorphes à macles polysynthétiques déformées.

La biotite est en petites et moyennes paillettes allongées dans le plan de foliation et associées à celles de muscovite dans des lits à dominante micacée.

Le grenat est en petites et moyennes plages subautomorphes ou xénomorphes.

*Le granite grossier à muscovite et biotite* est lui aussi fortement orienté et localement on observe l'association de plans « S » et « C ». Il a une texture grenue orientée, principalement soulignée par les paillettes de micas. Sa paragenèse comprend du quartz (38 %), du feldspath potassique (30 %), du feldspath plagioclase (26 %), de la biotite (2-3 %), de la muscovite (3-4 %) et accessoirement du zircon.

Le quartz est en petites plages à extinction franche, souvent recristallisées en mosaïque, et parfois allongées dans le plan de foliation.

Le feldspath potassique, du microcline, est en plages xénomorphes ou petits porphyroblastes subautomorphes déformés.

Le feldspath plagioclase, de l'albite-oligoclase, est souvent en petits porphyroblastes subautomorphes, avec des macles polysynthétiques déformées.

La biotite est en petites et moyennes paillettes orientées plus ou moins chloritisées.

La muscovite est en grandes paillettes déformées et regroupées avec celles de biotite en lits discontinus.

**N<sup>2-3</sup>G. Faciès à grain fin-moyen orienté, à biotite > muscovite.** Le faciès à grain fin-moyen à biotite prépondérante, constitue, sur la carte Elven, la moitié septentrionale du corps granitique principal du Massif de Guéhenno. Il donne de nombreuses pierres volantes dans les champs mais n'affleure que rarement. Ses principales occurrences sont situées le long du chemin forestier au Nord-Ouest de Quénelec (47° 52 316'N - 2° 40 924'W) et en bordure de route à la Métairie, près de La Porte Camus (47° 52 744'N - 2° 39 155'W).

Ce faciès, comme les précédents, est plus ou moins orienté mais outre par sa granulométrie plus fine, il se distingue par une proportion de biotite généralement nettement supérieure à celle de muscovite.

Il présente une texture grenue isogranulaire et sa paragenèse se compose de quartz (35-37 %), de feldspath potassique (28-30 %), de feldspath plagioclase (26-28 %), de biotite (3-7 %), et de muscovite (2-3 %).

Le quartz est en petite plages à extinction plus ou moins onduleuse.

Le feldspath potassique est en petites et moyennes plages xénomorphes et en rares petites plages subautomorphes.

Le feldspath plagioclase, de l'albite-oligoclase, est en petites et moyennes plages, assez fréquemment subautomorphes et à cœur damouritisé.

La biotite est en petites paillettes uniformément réparties dans la matrice quartzo-feldspathique et parfois plus ou moins orientées.

La muscovite est en petites et moyennes paillettes plus ou moins orientées.

La typologie des zircons d'un échantillon prélevé dans le faciès commun du corps principal du massif, montre que ceux-ci sont peu nombreux, de petite taille (100 à 200  $\mu\text{m}$ ), assez colorés et arrondis, et seuls 23 % d'entre eux sont indexables ; de ce fait aucun indice moyen n'a pu être statistiquement calculé ; cependant on note que la répartition des grains indexés correspond au domaine de répartition des granites d'anatexie crustale sialique (fig. 7).

Des mesures ponctuelles ont été réalisées à la microsonde ionique haute résolution (SHRIMP de Canberra) sur 10 grains différents de zircon. 7 de ces analyses sont parfaitement concordantes avec un pourcentage de  $^{206}\text{Pb}$  issu du Pb commun très proche de zéro et 3 analyses concordantes également indiquent un caractère nettement hérité. De ce fait le diagramme Concordia, selon Tera et Wasserburg (fig. 8), donne un âge à **322  $\pm$  5 Ma** qui est interprété comme l'âge de mise en place du granite et il montre aussi des âges hérités vers 355 Ma et surtout à 2 126  $\pm$  26 Ma.

Sur ce même échantillon, 11 grains de monazite ont été extraits et sur 8 d'entre eux la mesure des teneurs en U, Th et Pb, a été réalisée à la microsonde électronique SX 50 sur 100 points. Sur ces points, seuls 90 ont été interprétés et ceci a permis le calcul au barycentre d'un âge moyen à **327  $\pm$  5 Ma** (fig. 9).

Les âges obtenus sur monazite et sur zircon sont identiques, dans la limite des erreurs, et on peut donc estimer que l'âge de mise en place de ce granite est **325  $\pm$  4 Ma**.



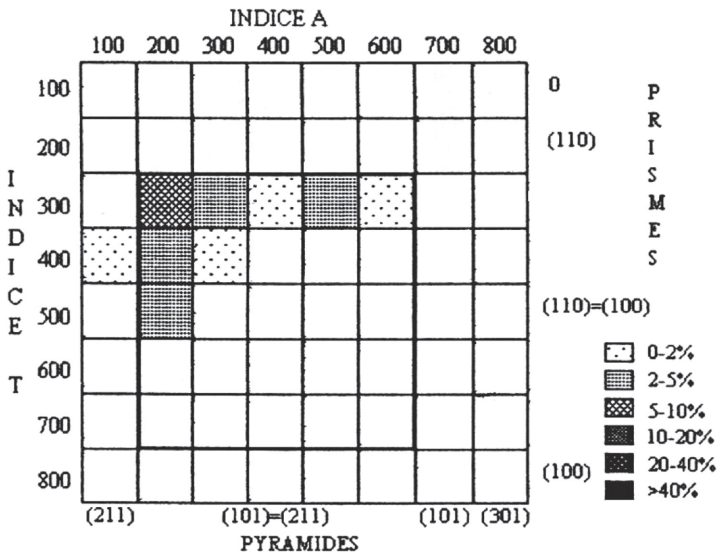


Fig. 7 - Diagramme de répartition (Pupin, 1980) des zircons indexés du granite de Guéhenno (échantillon 418)

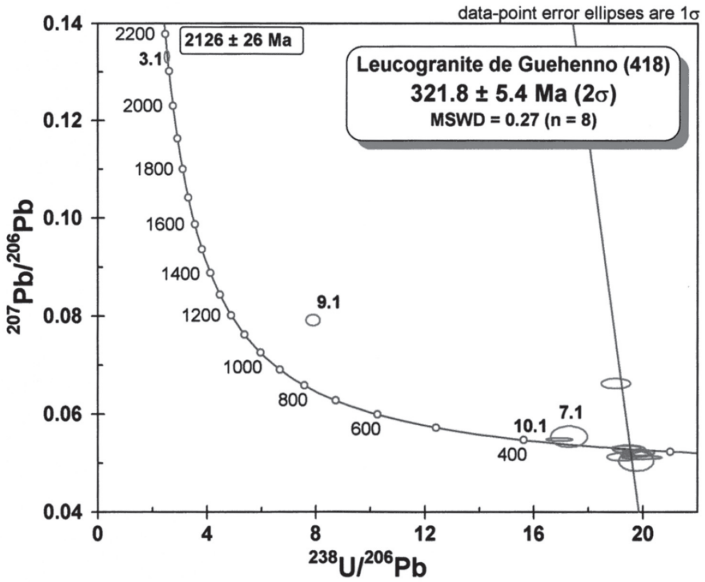


Fig. 8 - Diagramme Concordia, selon Tera et Wasserburg, pour les zircons du granite de Guéhenno (échantillon 418)

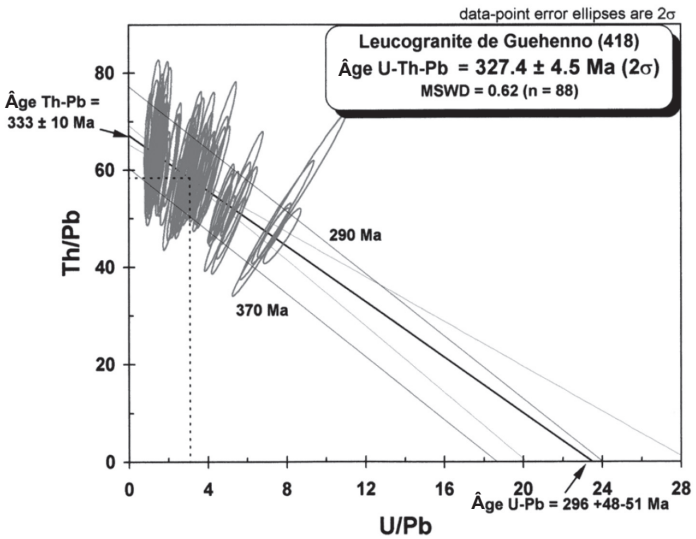


Fig. 9 - Diagramme isochrone Th/Pb = f(U/Pb) pour les monazites du granite de Guéhenno (échantillon 418)

## Le massif granitique de Bignan

Le Massif de Bignan occupe l'angle NW de la carte Elven et il se poursuit tant sur la carte adjacente Josselin (Thomas *et al.*, 2008) que sur la carte voisine Baud (Béchenec *et al.*, 2013) où cependant son extension est limitée. Ce massif, comme les précédents, recoupe les métasédiments du Briovérien et présente une géométrie en « goutte d'eau » avec un pédoncule rattaché à la branche septentrionale du CSA et un corps ovaliforme axé SW-NE. De ce fait, sur sa bordure méridionale, il est affecté par une déformation ductile et la géométrie de l'association des plans « S » et « C » est compatible avec un cisaillement dextre ; par contre, plus vers le Nord-Est du massif, ce granite est relativement isotrope. Enfin, cartographiquement, le « pédoncule » du massif est séparé du corps principal et apparaît enclavé au sein des métasédiments briovériens. Le Massif granitique de Bignan présente deux faciès : un faciès assez leucocrate, grossier, à tendance porphyroïde et un faciès sombre, fin-moyen, granodioritique.

$\rho\gamma\beta$ . **Faciès à grain grossier, souvent porphyroïde, à biotite > muscovite.** Le faciès principal du Massif de Bignan présente un grain grossier et une nette tendance porphyroïde, avec de fréquents porphyroblastes automorphes de feldspath de  $1 \times 2$  cm à  $1 \times 3$  cm, et il est assez riche en paillettes plurimillimétriques de biotite et dans une moindre mesure en petites paillettes de muscovite. Enfin localement sur sa bordure, tel à Kerdrizen ( $47^{\circ} 51' 189''N - 2^{\circ} 47' 757''W$ ), il inclut des enclaves décimétriques de paragneiss, à grain fin, riches en biotite.

Ses principaux affleurements sont situés en limite occidentale de la carte, à flanc de coteau de la vallée du Tarun ( $47^{\circ} 51' 460''N - 2^{\circ} 52' 918''W$  ;  $47^{\circ} 51' 555''N - 2^{\circ} 52' 798''W$ ), au Sud-Est de Moustoir-Ac au niveau du nouvel échangeur ( $47^{\circ} 51' 377''N - 2^{\circ} 49' 411''W$ ), et au Sud-Est de Bignan en bordure orientale de la D1 ( $47^{\circ} 52' 548''N - 2^{\circ} 45' 934''W$ ). Dans ce dernier site, il apparaît très clairement que le granite grossier emballe des enclaves du faciès fin granodioritique ; de plus, des filons de ce faciès grossier recoupent le faciès fin granodioritique.

Ce granite présente une texture grenue à tendance porphyroïde qui devient mylonitique sur sa bordure méridionale. Sa paragenèse comprend du quartz (38 %), du feldspath potassique (28 %), du feldspath plagioclase (25 %), de la biotite (4-5 %), de la muscovite (1-2 %) et accessoirement de l'apatite et du zircon.

Le quartz est entièrement recristallisé en petites plages en mortier.

Le feldspath potassique, du microcline, est en porphyroblastes centimétriques, souvent sub-automorphes, qui dans la frange impactée par le CSA sont moulés par la foliation mylonitique.

Le feldspath plagioclase, de l'albite/oligoclase, est en plages moyennes xénomorphes et dans une moindre mesure en petits porphyroblastes plurimillimétriques.

La biotite est en grande paillettes isolées ou regroupées en amas. Dans les faciès mylonitiques elle est allongée dans le plan de foliation et moule les porphyroblastes de feldspath.

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

**1/3. Faciès granodioritique à grain fin, à biotite abondante.** Le faciès granodioritique forme, au sein du faciès grossier, quelques lentilles d'extension hectométrique à plurihectométrique, tel à l'Ouest et au Sud de Bignan respectivement à Saint-Just et à Rohglaz ; il forme aussi à l'Est du bourg de Bignan, une entité plus conséquente, d'extension kilométrique, qui se poursuit vers le Nord sur la carte adjacente Josselin (Thomas *et al.*, 2008). Ses principaux affleurements se situent à l'Est de Bignan en bordure de route de Chrétiennec (47° 52 747'N - 2° 45 803'W) et au Sud de Bignan en bordure de la route de Rohglaz (47° 51 916'N - 2° 46 796'W). Enfin, de nombreuses boules métriques à plurimétriques sont présentes de part et d'autre de la D181 au Sud et au Nord de Le Rest (47° 52 071'N - 2° 45 752'W ; 47° 52 282'N - 2° 45 874'W)

Ce faciès, massif bien que plus ou moins orienté, a une teinte gris sombre et un grain fin-moyen. Il présente une texture grenue fine, comprenant une matrice quartzo-feldspathique qui parfois emballe quelques petits phénoblastes xénomorphes de quartz et subautomorphes de feldspath plagioclase. Le plan de foliation est défini par l'orientation des paillettes de biotite. Sa paragenèse comprend du quartz (36 à 38 %), du feldspath plagioclase (42 à 50 %), de la biotite (12 à 18 %), et accessoirement de la muscovite, de l'apatite et du zircon.

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

Le feldspath plagioclase est en petites et moyennes plages xénomorphes et, dans une moindre mesure, en petits porphyroblastes subautomorphes parfois zonés.

La biotite est petites paillettes dont l'orientation définit le plan de foliation ; quelques porphyroblastes (0,8 × 2 mm), non orientés, sont parfois présents.

L'apatite est fréquente, soit en petits granules, soit en baguettes subautomorphes.

La typologie des zircons d'un échantillon prélevé dans le faciès à grain grossier, montre que ceux-ci sont peu nombreux, généralement très allongés

(> 200  $\mu\text{m}$ ) et peu colorés, mais seuls 37 % d'entre eux sont indexables ; de ce fait aucun indice moyen n'a pu être statistiquement calculé ; cependant on note que la répartition des grains indexés correspond au domaine de répartition des granites d'anatexie crustale sialique (fig. 10).

Seuls 10 grains de zircon ont pu être étudiés et 14 analyses ont été réalisées à la microsonde ionique haute résolution (SHRIMP de Canberra). Beaucoup de ces analyses sont concordantes ou sub-concordantes, néanmoins certaines montrent une nette contribution héritée (à 390 et 500 Ma) et d'autres une perte significative du Pb commun. En retenant uniquement 7 analyses regroupées au voisinage de la Concordia dans le diagramme de Tera et Wasserburg (fig. 11), on obtient un âge de cristallisation, peu précis et mal contraint, à  $326 \pm 16 \text{ Ma}$ .

Neuf grains de monazite, de taille moyenne comprise entre 120 et 180  $\mu\text{m}$ , ont été extraits du même échantillon et sur 7 d'entre eux les mesures de U, Th et Pb ont été réalisées, sur 100 points, à la microsonde électronique SX 50. Le calcul d'un âge moyen au barycentre (fig. 12) des points donne  $334 \pm 3 \text{ Ma}$ . Cet âge obtenu sur monazite est beaucoup mieux contraint que celui acquis sur zircon et est interprété comme l'âge de mise en place du granite de Bignan.

### *ROCHES FILONIENNES TARDIVARISQUES*

**47. Filon de leucogranite à grain fin, à tendance trondhjémitique.** Au Nord immédiat de Plescop, en bordure de la D779, affleure un filon de granite à grain fin, massif, gris clair assez peu micacé. Ce filon de leucogranite axé NE-SW, se suit sur environ 1 km et très probablement, il recoupe le granite de Sainte-Anne-d'Auray, mais ses relations avec les faciès environnants ne sont pas visibles.

Il présente une texture grenue avec une trame essentiellement constituée de feldspath plagioclase en lattes. Sa paragenèse est constituée de quartz (20 %), de feldspath plagioclase (70 %), de feldspath potassique (5 %), de biotite (2-3 %), de muscovite (1 %) et accessoirement d'apatite.

Le quartz est en petites plages xénomorphes à extinction onduleuse.

Le feldspath plagioclase constitue l'essentiel de la roche et est en petites lattes dont l'orientation souligne une certaine fluidalité. De rares phénoblastes sont aussi présents.

Le feldspath potassique est en petites plages xénomorphes.

La biotite est en petites paillettes plus ou moins chloritisées, dispersées dans la matrice feldspathique, tout comme de petites paillettes de muscovite.

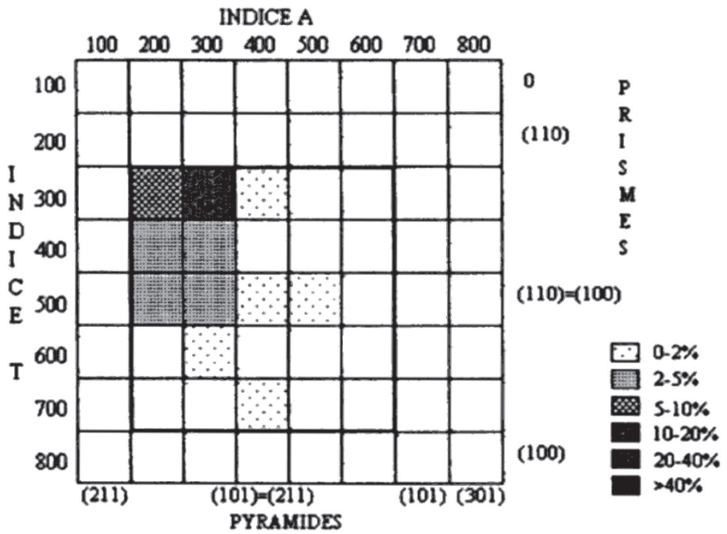


Fig. 10 - Diagramme de répartition (Pupin, 1980) des zircons indexés du granite de Bignan (échantillon 216)





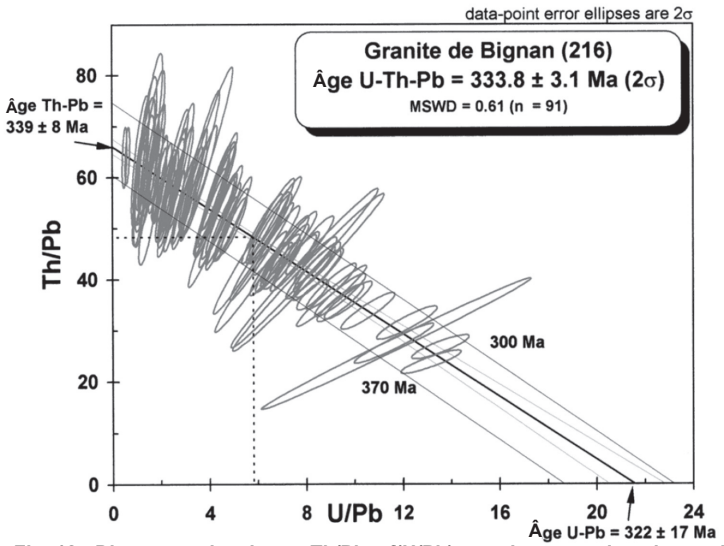


Fig. 12 - Diagramme isochrone Th/Pb = f(U/Pb) pour les monazites du granite de Bignan (échantillon 216)

**Q. Filon de quartz.** Le principal filon de quartz présent sur la carte est associé à la branche méridionale du CSA où il se suit sur plusieurs kilomètres de la limite ouest de la carte jusqu'au niveau de Meucon. Généralement, il est surtout visible dans les champs sous forme de blocs pluridécimétriques à métriques ; cependant il affleure aussi d'une part dans un ancien grattage plus ou moins comblé, en limite de feuille à l'Ouest de Korn en Arat, et d'autre part et surtout en bordure de la D779 au niveau de Chanticoq. Dans ce dernier site, il présente sur son flanc sud un faciès massif de quartz laiteux dont la puissance visible est de l'ordre de 50 m ; au Nord de ce dernier, après une vingtaine de mètres sans affleurement visible, on retrouve du quartz laiteux mais ici il est plus ou moins cataclaté.

Un autre filon de quartz laiteux, massif, d'extension kilométrique, est observé au Nord-Est de la carte et de Callac où il souligne le tracé de la branche septentrionale du CSA. Un filon équivalent, mais d'extension moindre, est noté aussi en limite occidentale de la carte, au Nord de Kerhéro.

## *FORMATIONS CÉNOZOÏQUES*

### FORMATIONS SÉDIMENTAIRES TERTAIRES

**S. Éocène (?), grès quartzeux rubéfiés, en dalles.** Au Sud-Est de Moustoir-Ac près de Kerdréan, s'observent des dalles de grès dont la puissance visible est de 1,5 à 2 m et qui coiffent directement tant les schistes/micaschistes de la Formation de Traveusot que les métaquartzites de la Formation du Grès armoricain et les micaschistes de la Formation de Rochefort-en-Terre. Ces grès, massifs, de teinte rouille, sont quartzeux et ont un grain fin/moyen. Aucune donnée biostratigraphique n'a permis de dater cette série ; cependant, un âge éocène (Bartonien ?) est communément admis pour ce type de formation.

**R.A. Recouvrements résiduels, altérites argileuses.** Toutes les formations de socle présentes sur la carte Elven sont altérées. Cependant, la majeure partie des profils d'altérations de ces roches, probablement acquis dès l'Eocène voir même au Paléocène, a été érodée et la partie la plus évoluée de ces profils ne subsiste que ponctuellement.

La plus grande extension de ces profils résiduels est observée au sud-ouest de la carte, d'une part le long de la branche méridionale du CSA et d'autre part au Nord de la carte près de Locminé et au Nord de Saint-Jean-Brévelay, sur les micaschistes du Briovérien. En effet, dans ces zones, on note un recouvrement assez uniforme de terre argileuse gris clair, à tendance kaolinique, localement associée à des cailloutis de quartz, émoussés plus ou moins rubéfiés. Ce manteau argileux représente très probablement les altérites du substratum, soit localement granitique soit plus généralement micaschisteux.

## FORMATIONS SUPERFICIELLES

### Dépôts fluviatiles

#### **Fp. Alluvions des très hautes terrasses à galets de quartz rubéfiés emballés dans une matrice argilo-sableuse rubéfiée (Pliocène ?).**

Cette formation a une extension très limitée ; elle a été observée au Nord-Est du hameau de Le Bézo où elle coiffe tant les micaschistes du Briovérien que ceux de la Formation de Traveusot et se situe à une altitude voisine de 100 m. Elle est observée aussi au Nord de Grand-Champ, à Motten-Kermenguy et Rulano-Bihan, où elle forme trois petits placages sur les micaschistes et paragneiss du Groupe de Bains-sur-Oust et se situe à une altitude voisine de 80 m.

Le matériel formant cette terrasse alluviale est essentiellement composé de dragées de quartz, rubéfiées, centimétriques à infra-centimétriques, localement plus ou moins associées à une terre sablo-argileuse rouille (matrice ?) et qui repose directement sur le substratum peu altéré. Il peut s'agir de nappes fluviatiles d'âge mio-pliocène, mais plus vraisemblablement pliocène supérieur, rappelant le Pliocène de la carte Vannes (Lauzac'h, Augier *et al.*, 2011), du bassin de Reguiny (Van Vliet-Lanoë *et al.*, 1998) et de la carte Malestroit (Plaine *et al.*, 1981).

#### **Fx. Alluvions des moyennes terrasses, galets centimétriques de quartz (Pléistocène supérieur ?).**

Ces dépôts se distinguent dans la topographie à une altitude de l'ordre de 2 à 10 m par rapport au cours actuel de la Claie et de l'Arz ; ils sont considérés comme appartenant au dernier cycle glaciaire. Ils sont composés principalement de galets décimétriques de quartz emballés dans une matrice plus ou moins abondante, sablo-argileuse.

#### **Fy. Alluvions des basses terrasses, graviers grossiers localement indurés (Weichsélien).**

Une nappe alluviale ancienne occupe très localement le bord du lit majeur de l'Arz. Cette nappe plonge sous les alluvions actuelles, montre un matériel graveleux très grossier et correspond probablement à une nappe fini-pléni-glaciaire du Weichsélien.

#### **Fz. Alluvions récentes et actuelles : limons, sables, graviers (Holocène).**

Ces alluvions occupent les plaines d'inondation des cours d'eau actuels avec des sols à pseudo-gley. Le matériel, le plus souvent limoneux, se distingue parfois en sable de débordement très fin gris-jaunâtre, remaniant du charbon de bois. Ces alluvions sont notablement transformées par les pratiques agricoles.

#### **F-C. Alluvions récentes et actuelles et colluvions de fonds de vallons (Holocène).**

Les vallées secondaires par rapport au réseau fluvial principal et les têtes de vallons, dans lesquels 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.

### **Dépôts de versants**

**C-S. Dépôts de versant, plus ou moins soliflués.** Ce type de dépôt est principalement représenté dans la partie sud-occidentale de la feuille où la 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.

**D. DreikanTERS, cailloutis éolisés épars dans les champs.** Dans l'angle sud-ouest de la carte, dans certains champs, s'observent des galets de quartz, centimétriques à pluricentimétriques, plus ou moins rubéfiés et éolisés avec des facettes caractéristiques et une forme pyramidale à trois arêtes. Il est possible que cette évolution éolienne se soit réalisée au cours du Saalien d'après les données de la coupe datée de la « Mine-d'or » à Pénestin (Van Vliet-Lanoë *et al.*, 2008).

**X. Dépôts anthropiques, remblais.** La principale zone de remblais est cartographiée au Sud de Grand-Champ, aux abords de la carrière de Poulmarh et correspond aux déblais issus de son exploitation. Des zones de moindre extension sont présentes au Nord-Ouest de la feuille.

## **CONDITIONS DE FORMATION DES ENTITÉS GÉOLOGIQUES**

### *FORMATIONS MÉTASÉDIMENTAIRES*

#### **Métasédiments du Domaine varisque sud-armoricain**

Constitués de paragneiss et de micaschistes, ils sont extrêmement réduits sur la carte Elven et n'affleurent guère, encaissés entre les mylonites de deux couloirs de cisaillement associés au CSA ; de ce fait, il est difficile d'en identifier le protolithe et la seule conclusion possible est qu'ils constituent les témoins d'une ancienne série terrigène.

#### **Métasédiments du Domaine varisque ligéro-sénan**

**La Formation de Saint-Nolff.** Elle est essentiellement constituée de micaschistes, dans une moindre mesure de paragneiss et accessoirement de

métaquartzites. Limitée et finalement élidée tectoniquement par la branche méridionale du CSA dans sa partie occidentale, elle s'étend plus largement vers l'Est dans la région de Péaule ; de plus, elle est largement recoupée par le granite de Questembert. D'après les données des cartes Baud et Elven, cette formation présente les caractéristiques d'une série terrigène. Ceci est confirmé par les données de la carte Questembert (Plaine *et al.*, 1984) où il a même été possible d'y différencier cartographiquement des niveaux de métaquartzites et, dans les zones de métamorphisme moins intense, de reconnaître des séquences sédimentaires évoquant celles de turbidites. Dans cette même zone, J. Plaine *et al.* (1984) attribuent un âge briovérien à cette formation car dans la région de Béganne elle est surmontée par des métaquartzites qu'ils considèrent comme ordoviciens en référence, discutable, avec la Formation du Grès armoricain du Domaine varisque de Bretagne centrale. De ce fait, l'âge de la Formation de Saint-Nolff demeure inconnu, le seul argument tangible permettant de le cerner étant que sur la carte Questembert, son équivalent latéral oriental est recoupé par l'orthogneiss granodioritique de Missillac – Saint-Mars-du-Désert, daté de l'Ordovicien inférieur.

**Le Groupe de Bains-sur-Oust.** Affecté par un métamorphisme général dans les faciès amphibolites ou schistes verts, le Groupe de Bains-sur-Oust, sur les cartes Elven et Baud, montre une lithologie à dominante siliciclastique constituée de schistes quartzeux, de métaquartzites, de micaschistes, et de paragneiss. Dans son extension orientale, où l'empreinte du métamorphisme est moins marquée, il y a été distingué, localement (Janjou, 1998), un membre inférieur silto-gréseux et un membre supérieur à dominante gréseuse où des passées conglomératiques forment parfois des crachées lenticulaires (Poudingue du Dréneux, Trautman *et al.*, 1984). Sur les cartes Elven et Baud, une telle distinction n'est guère possible et aucune passée conglomératique n'a été observée, mais les conditions d'affleurement ne sont guère favorables. Néanmoins, bien que les grès semblent moins développés que dans la partie orientale, il est clair que ce groupe constitue un ensemble nettement terrigène et montre les caractères d'une série épicontinentale à turbiditique assez proximale, avec un pôle quartzeux bien marqué.

Toutes ces séries terrigènes monotones sont azoïques. Cependant, dans la partie la plus orientale de cet ensemble, aux environs de Segré, à Candé, des « Cruziana » ont été observés (Lucas, 1949 ; Janjou, 1998) dans les grès du membre sommital et permettent de leur attribuer un âge arénigien. Ainsi, il est possible que ce groupe, dont la puissance estimée est de l'ordre du millier de mètres, couvre une longue période s'étendant du Protérozoïque supérieur à l'Ordovicien inférieur en passant par le Cambrien. De fait ce groupe a souvent été comparé aux séries du Briovérien du Domaine varisque de Bretagne centrale qui est interprété comme une série turbiditique témoignant de l'existence d'un vaste bassin molassique en bordure de la chaîne cadomienne et servant de réceptacle aux produits de démantèlement de cette chaîne. Dans cette hypothèse,

le Groupe de Bains-sur-Oust serait un équivalent latéral de l'ensemble briovérien et témoignerait de l'extension méridionale de ce bassin au-delà de la branche nord du CSA, non individualisée à cette période.

**La Formation de Rochefort-en-Terre.** Cette formation succède stratigraphiquement au Groupe de Bains-sur-Oust. Au Sud-Est d'Elven elle débute par un membre inférieur essentiellement quartzeux montrant à son toit des interstratifications de schistes noirs qui préfigurent ceux qui constituent l'essentiel du membre supérieur. Par ailleurs, sur la carte Elven, le membre inférieur est absent et les schistes/micaschistes reposent ainsi directement et en continuité sur les séries du Groupe de Bains-sur-Oust. Les séries gréseuses, attribuées à tort à la Formation du Grès armoricain sur la carte adjacente Malestroît (Plaine *et al.*, 1981) et plus vers l'Est sur la carte Questembert (Plaine *et al.*, 1984), sont des arénites assez bien classées, qui montrent des lits discontinus ou des lentilles à concentrations d'opaques, ce qui pourrait correspondre un environnement épicontinental. Ce membre est azoïque.

Le membre supérieur avec ses schistes/micaschistes gris-sombre, correspond à des siltites fines et argilites, riches en matière carbonée ; ceci traduit, probablement, une sédimentation en milieu euxinique et probablement aussi un approfondissement du bassin. Sur la carte Elven, cette série est azoïque, l'empreinte du métamorphisme étant trop importante. Cependant dans son extension orientale, au Nord-Est de Redon, au niveau de Beslé, des graptolites y ont été déterminés (Babin, 1958 ; Trautmann *et al.*, 1984) qui caractérisent le Llanvirmien. Ceci est confirmé par des observations faites encore plus à l'Est, dans la région de Segré (Janjou, 1998), où les équivalents latéraux de ce membre, ici dénommés « Schistes de Trélazé et de la Pouëze », ont été datés du Llanvirmien-Llandeilien, par des faunes de trilobites avec notamment *Neseuretus tristani*.

**La Formation de l'Eclys.** Cette formation succède normalement à la précédente et se caractérise par des métaquartzites qui correspondent à des arénites fines et bien classées, avec parfois des lentilles riches en minéraux lourds dont notamment du grenat, de la pyrite et de la magnétite. Ceci évoque un milieu de sédimentation épicontinental, voire même médiolittoral. Cette formation se poursuit vers l'Est tant sur la carte adjacente de Malestroît que celle de Questembert, bien qu'elle y soit discontinue et localement en enclave au sein du granite de Questembert ; elle est cartographiée aussi sur les cartes de Redon et de Nozay et se poursuit jusque la région de Segré où elle est connue sous le nom de Formation des Grès d'Angrie.

**Le Groupe de Renac.** Ce groupe n'apparaît que très localement au Nord-Est de la carte Elven car il est rapidement totalement éliminé, tectoniquement, vers l'Ouest. De plus, ses conditions d'affleurement sont particulièrement médiocres et ne permettent guère de définir ni son organisation lithostratigraphique, ni son

environnement de dépôt. Il est nettement mieux exprimé plus à l'Est tant sur la carte Malestroit (Plaine *et al.*, 1981) que Pipriac (Dadet *et al.*, 1995) où il est scindé en quatre formations et couvre un intervalle allant de l'Ashgillien au Ludlowien-Pridolien. La sédimentation a un caractère terrigène affirmé ; elle débute par des séries gréseuses associées à des niveaux plus ou moins importants de siltstones (Fm. de Saint-Marcel) avant de passer à une sédimentation grésos-quartzuse franche (Fm. du Gandouin) ; elle se poursuit par un ensemble composé essentiellement de siltstones et dans une moindre mesure de grès, localement associés à des ampélites (Fm. de Bois-Neuf) ; elle se termine par une série essentiellement silteuse (Fm. de Ville-Chauve).

### **Métasédiments du Domaine varisque de Bretagne centrale**

**Le Briovérien.** Les séries du Briovérien forment un vaste ensemble dans le Domaine varisque de Bretagne centrale. Essentiellement formé de micaschistes, de paragneiss et de métaquartzites 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.*, 2008) 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.

**La Formation de Saint-Jean-Brévelay.** Cette formation, est identifiée uniquement sur la carte Elven où elle affleure au cœur d'un anticlinal pincé, tectoniquement tronqué, tant vers l'Ouest que vers l'Est, par les accidents décrochants associés à la branche nord du CSA ; elle est surmontée, stratigraphiquement, par les métaquartzites de la Formation du Grès armoricain. Métamorphisée dans le faciès amphibolites, elle montre une lithologie monotone à micaschistes fins (à biotite et muscovite) qui correspondent très probablement à un protolithe essentiellement constitué de siltites argileuses et donc à une série terrigène dont il est difficile de déterminer l'environnement. Sur la carte adjacente, à l'Ouest de Malestroit, la Formation du Grès armoricain repose en contact normal sur une série dénommée Formation de Pont-Réan, qui comprend un conglomérat de base, plus ou moins développé (conglomérat de Montfort), puis des siltstones grossiers verdâtres. Cette formation en tant que telle, n'a pas été identifiée sur la carte Elven, où n'ont été observés ni conglomérats ni siltites grossières. Cependant, il est probable qu'en dépit d'une lithologie différente, les micaschistes de la Formation de Saint-Jean-Brévelay,

du fait de leur position stratigraphique par rapport aux métaquartzites de la Formation du Grès armoricain, correspondent à une variation latérale de la Formation de Pont-Réan avec des faciès terrigènes nettement plus fins, dans lesquels l'empreinte du métamorphisme régional a effacé toutes traces des anciennes structures sédimentaires. La Formation de Pont-Réan est traditionnellement interprétée comme un dépôt d'environnement de cônes alluviaux voir deltaïque ; celle de Saint-Jean-Brévelay, qui montre un caractère nettement plus mature et plus fin, s'est déposée, vraisemblablement, dans un environnement épicontinental préfigurant celui de la Formation du Grès armoricain.

**La Formation du Grès armoricain.** Cette formation est bien présente dans le Nord de la carte Elven, mais du fait des accidents décrochants associés à la branche nord du CSA, elle est assez fréquemment plus ou moins tronquée, notamment sur le flanc nord de l'anticlinal pincé qui l'affecte ; cette troncature s'accroît vers l'Ouest (carte Baud) où elle se limite à quelques lentilles. Sur la carte Elven, cette formation a une puissance maximale de l'ordre de 100 m ; cependant les pendages subverticaux de sa foliation limitent son extension latérale sauf dans les terminaisons périantoclinales. Enfin, au seul endroit où elle est bien exposée, à Linier, elle comprend trois membres avec à la base un puissant ensemble quartziteux (55 m) au centre une série de schistes noirs (30 m), et au toit une séquence décamétrique quartzreuse. Cette organisation est tout à fait comparable à celle décrite plus à l'Est sur la carte Malestroit (Plaine *et al.*, 1981) où cette formation d'une part prend de la puissance (150 m) et d'autre part n'est que peu affectée par les accidents décrochants. Là aussi est identifié un membre inférieur quartzreux, un membre médian silteux et un membre supérieur gréseux. De plus l'empreinte du métamorphisme étant moins marquée, des structures sédimentaires y ont été identifiées, qui, associées à l'état mature des faciès arénacés quartzreux, suggèrent un environnement de mer épicontinentale.

**La Formation de Traveuzot.** Cette formation, bien que bordée sur son flanc sud par la branche nord du CSA, forme une bande étroite mais continue qui prend en écharpe toute la partie septentrionale de la carte Elven. Vers l'Ouest, sur la feuille adjacente Baud, elle est rapidement tectoniquement érodée alors que vers l'Est, elle se développe largement tant sur la carte Malestroit que plus vers le Nord dans les synclinaux du Sud de Rennes et se poursuit jusqu'à la région de Segré (Janjou, 1998). Les schistes/micaschistes noirs qui caractérisent cette formation, traduisent d'une part un net approfondissement du bassin de mer épicontinentale associé au dépôt du Grès armoricain et d'autre part une sédimentation calme, essentiellement argileuse, montrant une grande homogénéité tant verticale qu'horizontale. L'empreinte du métamorphisme n'a pas permis de dater cette formation sur la carte Elven, mais celle-ci est bien datée par ailleurs où elle est aussi connue aussi sous le nom de « Schistes d'Angers » et de « Schistes à Calymènes ». Ainsi l'âge Llanvirmien de la partie inférieure est



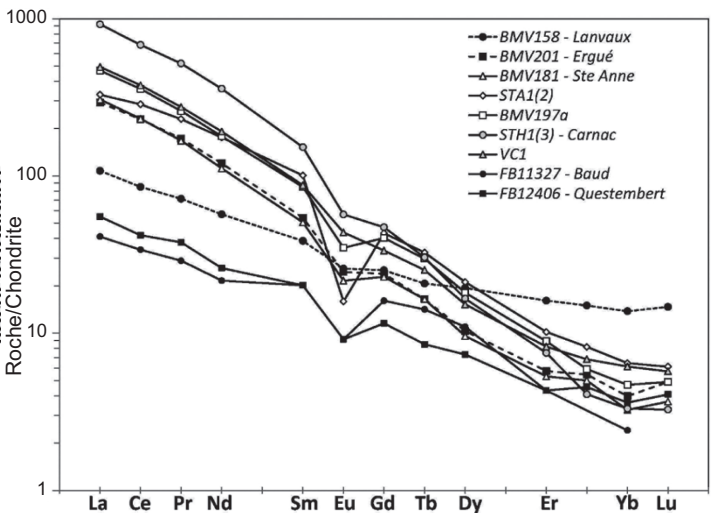


Fig. 13 - Spectres de terres rares normalisés aux chondrites (valeurs de Anders et Grévesse, 1989) pour les orthogneiss et granites des feuilles Baud et Elven

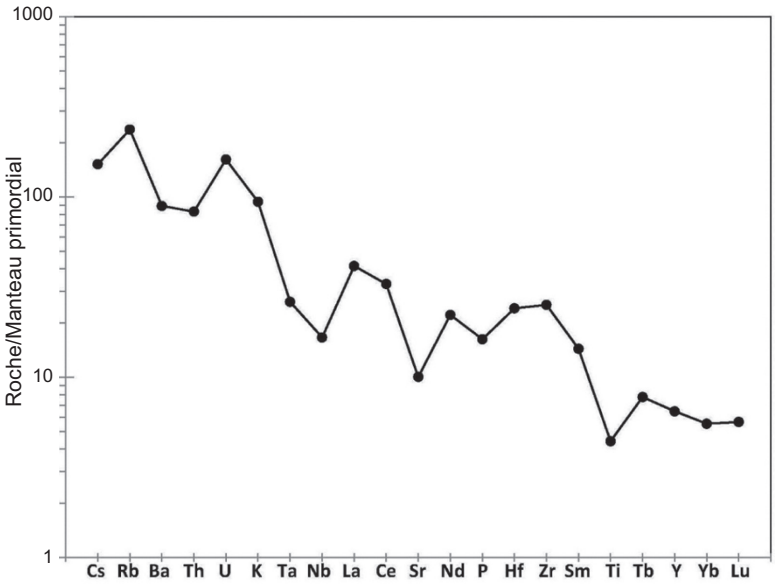


Fig. 14 - Spectre multi-élémentaire normalisé au manteau primordial (valeurs de Hofmann, 1988) pour l'orthogneiss de Lanvaux

attesté par la présence de *Didymograptus* (*D. bifidus*, *D. purchisoni*, *D. stabilis*) (Janjou, 1998) ; enfin, plus haut dans la formation, les triblobites, notamment *Neseuretus tristani*, *Ectillenius giganteus*, témoignent d'un âge Llandeilien.

**La Formation de Baud.** Cette formation n'est présente que très ponctuellement au Nord-Ouest de la carte Elven et n'est pas très développée non plus sur la carte adjacente Baud, car tectoniquement éridée et/ou dilacérée par les failles décrochantes associées à la branche nord du CSA. Essentiellement constituée de schistes plus ou moins quartzeux, cette formation semble, du point de vue sédimentaire, présenter une continuité avec la Formation de Traveusot mais traduit probablement un retour à un environnement de dépôt moins profond mais toujours une importante fraction terrigène fine.

### ORTHOGNEISS ORDOVICIEN

**L'orthogneiss de Lanvaux** recoupe les métasédiments du Groupe de Bainsur-Oust et sur la carte Baud il est lui-même recoupé par les granites varisques de Questembert et d'Ergué-Languidic. Daté de l'Ordovicien inférieur-moyen sur la carte Baud (Béchenec *et al.*, 2013) et Ordovicien inférieur sur à sa terminaison orientale (orthogneiss de Saint-Clément-de-la-Place, Janjou, 1988), il appartient au Domaine ligéro-sénaise et y constitue le principal témoin du magmatisme ordovicien ; en effet, les autres orthogneiss comparables, visibles plus vers l'Ouest (Orthogneiss du Leignoux, Béchenec *et al.*, 2001) n'affleurent qu'en lentilles dilacérées le long de la branche nord du CSA.

La composition de l'Orthogneiss de Lanvaux est intermédiaire (annexe tabl. 1) et les teneurs en éléments traces incompatibles se placent dans les gammes communes de granitoïdes calco-alcalins. Le spectre de terres rares (fig. 13) est régulièrement décroissant des terres rares légères vers les terres rares lourdes, avec une légère anomalie négative en Eu.

Le fractionnement modéré est cohérent avec une affinité calco-alcaline et moyennement potassique (Gill, 1981). Le spectre multi-élémentaire normalisé au manteau primordial (Hofmann, 1998) (fig. 14) décroît des éléments les plus incompatibles (Cs, Rb) vers les éléments moins incompatibles (Y, Yb, Lu) et comporte les différentes anomalies négatives (Ta-Nb, Sr et Ti) communes aux roches calco-alcalines. Parmi celles-ci, les anomalies en Ta, Nb et Ti sont classiquement considérées comme un trait originel des magmas calco-alcalins (Joron et Treuil, 1977 ; Gill, 1981), tandis que l'anomalie en Sr traduit un fractionnement de plagioclase lors de la différenciation magmatique.

Le rapport Zr/Nb de l'ordre de 23 et significativement plus élevé que la valeur de 16 estimée pour le manteau primordial (Hofmann, 1988). Ceci situe l'orthogneiss analysé dans le champ du magmatisme calco-alcalin d'origine

mantellique, suggérant un lien possible avec une zone de subduction océanique (Thiéblemont et Tegye, 1994 ; Thiéblemont, 1999). Néanmoins, cette conclusion nécessiterait d'être vérifiée sur la base d'un échantillonnage statistiquement représentatif de l'ensemble du massif.

## GRANITES VARISQUES

### Leucogranites

Seul le granite de Questembert présent dans le Domaine varisque ligéro-séennais a été analysé dans le cadre du levé de la carte Elven ; néanmoins, les granites de Guéhenno et de Lizio qui appartiennent au Domaine varisque de Bretagne centrale sont considérés aussi comme des leucogranites.

Le granite de Questembert très acide et fortement peralumineux (annexe tabl. 1) s'apparente aux granites de « l'association alumino-potassique de type Limousin » (Stussi, 1989), ceci le situant dans l'un des types magmatiques les plus fréquents et les plus caractéristiques de la partie interne de l'orogène varisque (Chantraine *et al.*, 1996)

Dans le triangle normatif Q-Ab-Or (Winkler, 1979) (fig. 15), sa position au voisinage de la ligne cotectique pour des pressions  $< 5$  kb (avec  $P = P_{tot}$ ) indique une température du magma de l'ordre de  $670^{\circ}\text{C}$ . On peut en déduire que lors de son installation dans la croûte supérieure, le magma s'était équilibré à basse température et qu'une très légère baisse de cette température a pu conduire à une solidification totale.

Cette roche montre des compositions en éléments traces dont le trait le plus caractéristique est un « effondrement » des teneurs en la plupart des éléments fortement incompatibles tels que Th (= 3,5-6,9 ppm), Zr (= 62-78 ppm) ou les terres rares légères (ex. La = 9,7-13 ppm). Ces basses teneurs en éléments incompatibles sont classiquement attribuées à une faible solubilité de phases accessoires « porteuses » (monazite, allanite, zircon) dans les magmas peralumineux, due à la fois à la nature du magma et à sa faible température (Watson, 1979 ; Montel, 1986).

Les spectres de terres rares (fig. 13) montrent néanmoins un léger enrichissement en terres rares légères, ainsi qu'un fractionnement marqué entre terres rares lourdes et des anomalies négatives en Eu. Ces dernières, ainsi que des teneurs plutôt faibles en Ba (Ba = 197 ppm), s'accordent avec un fractionnement de feldspaths (plagioclase et alcalin) antérieur à la solidification « sur place » du magma. Le rapport  $(\text{Gd}/\text{Yb})_N$  (valeur normalisée aux chondrites), qui exprime le fractionnement entre terres rares lourdes, est de 3, dans le granite de Questembert, soit 2,2 plus élevé que dans la moyenne de la

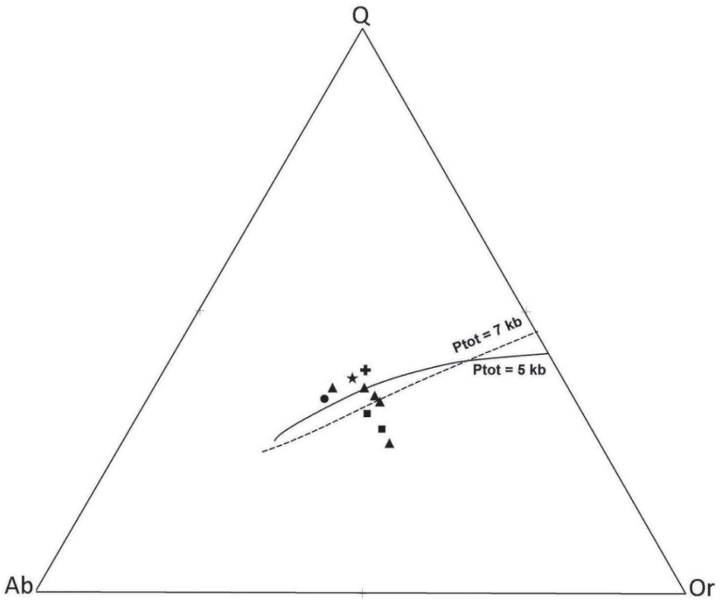


Fig. 15 - Report des compositions normatives des granites des feuilles Baud et Elven dans le diagramme Q-Ab-Or (Winkler, 1979) avec indication des lignes cotectiques et eutectiques pour des pressions de 5 et 7 kb (avec  $P_{H_2O} = P_{tot}$ ). Mêmes figurés que dans la fig. 12. Les points représentatifs des granites de Baud et Questembert se placent un peu au-dessus de la ligne cotectique pour  $P = 5$  kb, cette position les situant au voisinage de lignes cotectiques de plus basse pression. Elle suggère une température d'équilibre des magmas de l'ordre de  $670^{\circ}\text{C}$

croûte continentale supérieure (Taylor et McLennan, 1985). Un tel fractionnement est classiquement attribué à la stabilité du grenat dans le matériau source, ceci indiquant une pression minimale de fusion de l'ordre de 8-10 kb pour un matériau source de type supracrustal (ex. métasédiment pélitique) (Green, 1976).

En résumé, les données géochimiques sur le leucogranite de Questembert montrent son appartenance à un type magmatique largement reconnu comme d'origine supracrustale et caractéristique des contextes de surépaississement crustal (zones de collision continentale). Les magmas ont été produits à une pression minimale de l'ordre de 8 kb, se sont probablement différenciés lors de leur ascension, pour atteindre une composition quasi-eutectique et cristalliser dans la partie haute de la croûte.

### **Granite adakitique**

L'appellation de granite adakitique concerne, sur la carte Elven, uniquement le granite de Sainte-Anne-d'Auray ou du moins les échantillons qui ont été prélevés et analysés dans ce massif.

Ce granite se caractérise par une composition plus ou moins acide, potassique à très potassique et fortement peralumineuse, traits qui le rattache à l'association alumino-potassique de type Guéret (Stussi, 1989).

Tous les échantillons analysés montrent des spectres de terres rares (fig. 13) au fractionnement très marqué, régulièrement décroissants des terres rares légères vers les terres rares lourdes et avec des anomalies négatives d'autant plus marquées que la roche est acide (*cf.* le spectre de l'échantillon STA1(2) à 71,58 % de SiO<sub>2</sub>). Par ailleurs, les roches sont riches en Zr (= 229-389 ppm) et souvent très riches en Th (> 50 ppm dans 2 échantillons sur 3). De telles caractéristiques impliquent un caractère incompatible de ces éléments et par là, une forte solubilité des phases accessoires dans les magmas et une température élevée (Montel, 1986). En revanche, atteindre de telles teneurs n'est possible que pour de faibles taux de fusion partielle. Considérant un basalte océanique moyen présentant une teneur en Th de ~ 0,1 ppm (Hofmann, 1988), une teneur de 50 ppm dans un magma qui en serait issu impliquerait un taux de fusion de 0,2 %, ce qui est irréaliste. Dans le cas d'un protolithe crustal ayant la composition moyenne de la croûte continentale supérieure (Th = 10,7 ppm) (Taylor et McLennan, 1985), ce taux de fusion serait d'environ 20 % et cette valeur peut être considérée comme un maximal dans la mesure où il est difficile d'envisager l'existence d'un matériau d'extension régionale ayant une composition plus thorifère.

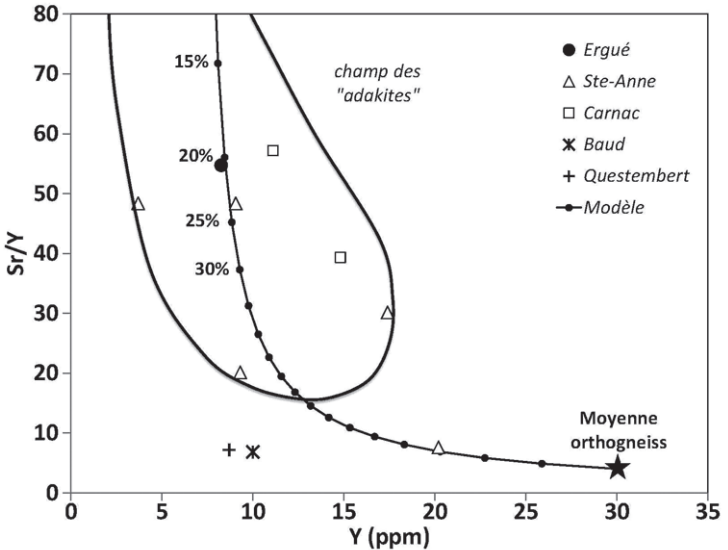


Fig. 16 - Diagramme Y vs Sr/Y pour les granites des feuilles Baud - Elven avec report du champ des adakites (modifié d'après Defant et Drummond, 1990) et modélisation d'un processus de fusion partielle d'un protolithe ayant la composition moyenne des orthogneiss de Bretagne sud. Cette composition moyenne est calculée d'après les analyses compilées dans une base de données du BRGM et issues du programme de cartographie géologique de la France au 1/50 000. Ce modèle donne une indication semi-quantitative du taux de fusion partielle (~ 20-25%) nécessaire pour produire le fractionnement Sr-Y observé dans les termes adakitiques à partir d'un matériau supracrustal « régional ». L'utilisation d'un protolithe plus général, tel que la moyenne de la croûte continentale supérieure (Taylor et McLennan, 1985), conduit à un résultat comparable

De fortes teneurs en Sr (= 438-524 ppm sauf dans STA1(2) où Sr = 153 ppm) constituent un autre trait remarquable, dont découlent, en particulier, des rapports Sr/Y élevés. Comme le montre le diagramme Y v.s. Sr/Y (fig. 16), ces caractéristiques situent deux des trois échantillons dans le champ des « adakites » (Defant et Drummond, 1990).

D'après une modélisation pétrologique basée sur les équations classiques de la fusion partielle et de la cristallisation fractionnée, M.-J. Defant et M.-S. Drummond (1990) montrent que le seul processus susceptible de rendre compte de telles caractéristiques dans des magmas acides est la fusion partielle d'un matériau crustal en présence de grenat (fractionnement des terres rares lourdes), mais sans plagioclase (solubilité de Sr) ; ceci témoignant de conditions de haute ou très haute pression (faciès éclogite). Un tel processus est reproduit dans la figure 16 en prenant comme protolithe la moyenne des orthogneiss de Bretagne sud (calculée d'après une compilation issue des travaux de cartographie du BRGM). Il conduit, pour les trois échantillons les plus riches en Sr de chaque massif, à des taux de fusion partielle de l'ordre de 20-25 %, comparables à ce que donnerait un protolithe de type « croûte continentale supérieure ».

Ces résultats méritent une discussion un peu plus approfondie. Les pressions requises pour la stabilité d'une paragenèse éclogitique impliquent que la fusion a opéré en conditions mantelliques, suggérant que les matériaux sources ont été subductés dans le manteau. Le caractère très potassique et peralumineux de ce granite (ceci le rattachant aux « type-S ») indique, par ailleurs, que ce matériau était de type « évolué », métasédimentaire ou tout au moins « supracrustal ». En première approximation, la moyenne des orthogneiss de Bretagne sud pourrait être envisagée comme un protolithe possible (fig. 16), mais ceci nécessiterait des investigations plus poussées. Cette approximation pose néanmoins le problème du taux de fusion du matériel subducté : ce taux est estimé à environ 20 %. Or un tel taux agissant sur un protolithe supracrustal devrait produire un magma de composition eutectique ou quasi-eutectique, et par conséquent plus proche du minimum granitique que le granite considéré (fig. 15).

Une explication possible réside dans le mécanisme de fusion partielle, lui-même totalement dépendant de la teneur en eau dans le matériau source. Dans un mécanisme de fusion dit en conditions « fluid absent » (absence d'eau libre) (Clemens et Vielzeuf, 1987), l'eau nécessaire au processus de fusion est délivrée au système lors de la déstabilisation des phases hydratées (micas et/ou amphiboles). Celle-ci intervient à une température plus élevée que l'eutectique (solidus) et la composition du liquide ainsi produit sera donc d'autant plus éloignée de celle de l'eutectique que la température sera élevée. Par ailleurs, la température de déstabilisation des phases hydratées sera d'autant plus élevée que celle-ci interviendra à haute pression. Enfin, la quantité de liquide magmatique produit sera dépendante de la teneur globale en eau (c'est-à-dire de la quantité



de minéraux hydratés) : une certaine quantité d'eau libérée à une certaine température produira un magma stable à cette température en quantité telle que l'eau disponible aura saturé le système. Pour un protolithe de composition voisine d'un granitoïde, il est envisageable que magma et protolithe aient une composition identique. Dans ce cas, le résidu serait également très voisin mais très réfractaire car totalement anhydre.

En résumé, les échantillons du massif de Sainte-Anne-d'Auray (comme ceux des massifs d'Ergué-Languidic et Carnac) témoignent d'une signature adakitique plutôt inhabituelle dans des granites peralumineux et potassiques. Elle amène à envisager une origine des magmas par fusion partielle de segments subductés de croûte continentale. Cette fusion opérerait en conditions éclogitiques à température relativement élevée, mais l'ampleur du processus de fusion serait freinée par la quantité faible d'eau disponible dans le système. Après fusion partielle, le matériau résiduel serait probablement de composition granitoïde, mais particulièrement réfractaire et dense du fait de son caractère totalement anhydre et d'une minéralogie de type éclogitique (paragenèse à jadéite/omphacite, grenat, quartz et feldspath potassique).

## ÉVOLUTION TECTONO-MÉTAMORPHIQUE

La carte Elven couvre trois grands domaines structuraux séparés respectivement par les branches nord et sud du CSA (Cisaillement sud-armoricain). Au Nord le Domaine varisque de Bretagne centrale montrent deux grands ensembles métasédimentaires, le Briovérien protérozoïque supérieur et les formations paléozoïques de l'Unité du Sud de Rennes. Au centre, le Domaine varisque ligéro-sénaise comprend les séries du Groupe de Bains-sur-Oust recoupées par l'orthogneiss ordovicien de Lanvaux, auxquelles succèdent stratigraphiquement les formations de Rochefort-en-Terre et de l'Eclys ; il comprend aussi le Groupe de Renac encadré par des accidents décrochants associés à la branche nord du CSA et la Formation de Saint-Nolff enclavée au sein du massif granitique de Questembert. Enfin chacun de ces trois domaines comprend des massifs de granites varisques.

### *MÉTAMORPHISMES VARISQUES*

#### DOMAINE VARISQUE DE BRETAGNE CENTRALE

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

Les séries briovériennes sont présentes au Nord de la carte Elven où elles apparaissent en couloirs entre les différents massifs de granites qui les recourent.

Elles sont principalement structurées par une foliation principale (S1), dont la direction varie du Sud au Nord ; en effet dans les zones les plus proches de la branche septentrionale du CSA, la foliation principale subverticale, est sub-parallèle à cet accident soit WNW-ESE alors que, par ailleurs, elle est orientée NE-SW.

La foliation principale (S1) 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 (S0-1) ont été observées en lame mince, sous forme de charnières isolées de petits plis intrafoliaux, soulignées par des paillettes de micas et des plages déformées de quartz et qui admettent la (S1) de plan axial.

Sur la carte Elven, Le métamorphisme associé à cette foliation principale (S1), est caractérisé par une paragenèse de base à :

– *quartz + biotite + muscovite ± andalousite.*

L'andalousite en nodule est signalée dans les pierres volantes de micaschistes près de Lestréha ; mais aucun autre silicate d'alumine n'a été observé en lame mince, bien que d'après les résultats obtenus sur la carte voisine, il est très probable qu'ils soient présents, mais du fait des conditions d'affleurements et de l'extension relativement réduite de la formation sur la carte Elven, ce métamorphisme n'a pu bénéficier d'études suffisamment denses pour avancer des conclusions définitives. Néanmoins, on peut noter qu'aucune corrélation n'a pu être établie entre l'intensité de ce métamorphisme et une proximité plus ou moins grande des métasédiments avec l'un ou l'autre des massifs granitiques sécants. De ce fait, il est probable que ce dernier correspond à un métamorphisme général (et non à une auréole de métamorphisme de contact) comme cela a déjà été démontré sur la carte voisine Bubry (Béchenec *et al.*, 2011) où les isogrades sont nettement recoupés par les massifs granitiques varisques et où les faciès à silicates d'alumine sont bien présents, y compris dans des zones ne comportant aucun massif granitique d'importance.

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.

### **Évolution tectono-métamorphique des formations métasédimentaires de l'Unité du Sud de Rennes**

Les formations de Saint-Jean-Brévelay, du Grès armoricain et de Traveusot constituent sur la carte Elven l'essentiel de l'Unité du Sud de Rennes qui affleure

dans un couloir, orienté WNW-ESE, correspondant à une étroite structure anticlinale cisailée par des failles décrochantes associées à la branche nord du CSA. De ce fait, ces formations montrent une foliation principale (S1) orientée entre 70-90°, soit légèrement oblique d'une part par rapport à l'axe du couloir 100-110° et aux plans de cisaillement, dextres, associés (Berthé, 1980). Enfin ces formations portent l'empreinte d'un métamorphisme qui a induit la transposition totale du protolithe. Il se traduit par une paragenèse à :

– *quartz + muscovite + biotite ± chlorite ± chloritoïde ± graphite.*

Cependant, les proportions de ces minéraux varient en fonction de la lithologie du protolithe :

- les micaschistes de la Formation de Saint-Jean-Brévelay sont riches en muscovite et biotite (plus ou moins chloritisée) et comportent localement du chloritoïde ;
- les métaquartzites de la Formation du Grès armoricain sont particulièrement riches en quartz associé à de la muscovite et de la biotite ;
- les micaschistes/schistes de la Formation de Traveusot sont particulièrement riches en chloritoïde et en graphite.

Ces paragenèses témoignent d'un métamorphisme de type moyenne température/moyenne pression qui s'est développé dans le faciès des schistes verts.

De plus, on note une rétro-morphose générale, notamment de la biotite qui a tendance à se chloritiser ; cette rétro-morphose est peut-être concomitante du développement des petits plis en chevrons dont l'axe pend de 5 à 10° au 70° ou au 250° et qui d'une part déforment la foliation (S1) et d'autre part initient une schistosité (S2) de crénulation.

## DOMAINE VARISQUE LIGÉRO-SÉNAN

### **Évolution tectono-métamorphique des formations métasédimentaires de l'Unité des Landes de Lanvaux**

Le Groupe de Bains-sur-Oust occupe toute la partie centrale de la carte Elven où il encaisse l'orthogneiss de Lanvaux. Sur son flanc nord il se limite à une étroite bande, alors que sur son flanc sud il est nettement plus étendu bien qu'il soit recoupé par le Massif du granite de Questembert. Il est affecté par une foliation principale (S1) orientée au 100-110°, généralement subverticale, à laquelle est associé un métamorphisme général. Compte tenu du caractère terrigène essentiellement quartzeux de cette série, ce dernier se traduit par une paragenèse à :

– *quartz + biotite + muscovite.*

La Formation de Rochefort-en-Terre, en continuité stratigraphique avec le groupe précédent, apparaît ponctuellement au Sud-Est de la carte, mais elle est surtout présente au Nord, en une étroite mais continue lanière, tectoniquement tronquée soit par la branche nord du CSA, soit par un cisaillement annexe ; elle est affectée par une foliation orientée au 80-90° ou au 105-110°, à laquelle est associé un métamorphisme général. Du fait du protolithe silto-argileux, ce dernier se traduit par une paragenèse à :

– *quartz + muscovite + chloritoïde ± graphite*.

La Formation de l'Eclys, qui lui succède, est présente uniquement dans le Sud-Est de la carte Elven où elle forme une étroite bande, généralement enclavée au sein du Massif de granite Questembert ; elle est affectée par une foliation principale, orientée au 105-110°, et essentiellement quartziteuse, elle montre une paragenèse très comparable à celle du Groupe de Bains-sur-Oust, mais avec une proportion supérieure de quartz et localement du grenat ; ce dernier et vraisemblablement lié à l'intrusion du granite de Questembert.

Ces paragenèses témoignent de ce que l'ensemble de cette unité est affecté par un métamorphisme de type moyenne température/moyenne pression, qui s'est développé dans le faciès des schistes verts. Cependant, si on se réfère aux données de la carte adjacente Baud (Béchenne *et al.*, 2013), il apparaît que l'intensité de ce métamorphisme s'accroît nettement vers l'Ouest où les paragenèses de ces mêmes séries témoignent du faciès des amphibolites avec notamment la présence fréquente de l'association staurotide-andalousite et localement sillimanite.

La schistosité de crénulation (S2), associée à de petits plis en chevrons qui déforment la (S1), n'induit que peu ou pas de néo-cristallisation.

### **Évolution tectono-métamorphique des formations métasédimentaires de l'Unité de Péaule**

Les micaschistes et paragneiss de cette unité forment deux bandes principales, d'extension plurikilométrique, orientées parallèlement à la branche méridionale du CSA et enclavées au sein du Massif du granite de Questembert. Ces métasédiments sont affectés par une foliation principale (S1) fortement pentée et orientée au 90-110°, concomitante d'un métamorphisme général qui se traduit par une paragenèse à :

– *quartz + muscovite + biotite + andalousite (± staurotide ± chloritoïde)*.

Ce type de paragenèse témoigne d'un métamorphisme de type moyenne température/moyenne pression qui s'est développé dans le faciès des amphibolites.

De plus, on note une rétro-morphose générale, notamment de la biotite qui tend à se chloritiser et de l'andalousite qui se damouritise ; cette rétro-morphose est peut-être concomitante du développement des petits plis en chevrons qui d'une part déforment la foliation (S1) et d'autre part initient une schistosité (S2) de crénelation.

## *DÉFORMATIONS VARISQUES*

### **Déformation précoce : les plis intrafoliaux**

Sur la carte Elven, aucune trace d'une éventuelle déformation anté-varisque n'a été observée. Cependant, des charnières reliques de petits intrafoliaux ont été notées en lame mince dans tous les métasédiments des différentes formations présentes sur la carte. Ces plis intrafoliaux, 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) (S1), très pénétrative, qui entraîne une transposition totale du protolithe.

### **Foliation principale (S1) et/ou (S1/C) et la linéation associée**

La foliation principale (S1) est très bien exprimée, non seulement dans toutes les formations métasédimentaires, mais aussi dans l'orthogneiss de Lanvaux et dans certaines parties des massifs granitiques.

#### *Dans le Domaine varisque sud-armoricain*

Au Sud-Ouest de la feuille, dans le Domaine varisque sud-armoricain, le granite de Sainte-Anne-d'Auray montre une orientation d'autant plus accentuée que les observations se rapprochent de la branche méridionale du CSA ; près de cette dernière, elle est orientée à 90-95° et est associée à des plans « C » eux-mêmes orientés 110-115°, tous deux étant subverticaux. Cette structuration s'atténue rapidement vers le Sud et au-delà de 2 km, le granite est isotrope.

#### *Dans le Domaine varisque ligéro-séan*

La foliation (S1) dans la Formation de Saint-Nolff est de plan axial par rapport à des petits plis intrafoliaux reliques, (vus uniquement en lame mince), et est généralement orientée au 90-95° avec un fort pendage vers le Nord. Concomitante du pic du métamorphisme général, cette déformation est matérialisée par l'orientation et la ségrégation des minéraux associés. Cependant localement, son orientation au 110-115° traduit l'influence du CSA très proche.

Dans le Groupe de Bains-sur-Oust, la foliation principale (S1), fortement pentée ou subverticale, est nettement orientée au 105-115°, parallèlement à

l'orientation des massifs longilignes qui le recourent : le Massif du granite de Questembert au Sud et le Massif de l'orthogneiss de Lanvaux au Nord. Cette foliation est, d'après les études en lames minces, de plan axial par rapport à de petits plis reliques intrafoliaux. Concomitante du paroxysme du métamorphisme général, elle est matérialisée par l'agencement des minéraux associés.

Dans la Formation de Rochefort-en-Terre, la foliation principale (S1), très pénétrative, est souvent orientée au 65-80° et a un fort pendage ; il semble que cette orientation soit une conséquence d'une déformation postérieure par de petits plis en chevrons axés au 65-70°.

Dans l'orthogneiss de Lanvaux, la foliation principale est orientée au 100-110°, sub-parallèle à l'allongement du massif, et elle est localement associée à une linéation d'étirement subhorizontale.

Le granite de Questembert est affecté par une déformation ductile et montre une foliation mylonitique très pénétrative dans l'ensemble du massif. Les plans de foliations « S », subverticaux, sont orientés au 95° et sont associés à des plans « C », orientés au 110-115°, qui portent une linéation d'étirement subhorizontale. Mais assez fréquemment ces deux structures sont sub-parallèles et témoignent de ce que la déformation du granite de Questembert est synchrone du fonctionnement du CSA.

#### *Dans le Domaine varisque de Bretagne centrale*

Dans le Domaine varisque de Bretagne centrale, les formations du Briovérien sont affectées par une foliation principale (S1) très pénétrative dont l'orientation, sur le flanc méridional de cet ensemble, est nettement inféodée à celle de la branche septentrionale du CSA et par ailleurs aux contours des massifs granitiques qui le recourent. Cette orientation varie ainsi de 50 à 100°.

Dans les formations de l'Unité du Sud de Rennes, la foliation principale (S1), fortement pentée ou subverticale, est généralement orientée au 70-75° et est oblique par rapport à la direction du CSA limitrophe. Cependant, localement, elle est associée à de petits plans de cisaillement orientés au 105-110°. Ces derniers sont principalement visibles sur la bordure méridionale du massif granitique de Lizio où ils sont orientés au 110-115° parallèlement au CSA voisin et sur la bordure orientale du Massif de Guéhenno (Berthé, 1980) où ils sont orientés au 50-70°.

#### **Déformation post-S1 : les plis en chevrons, la schistosité (S2) et la linéation associée**

L'ensemble des formations métasédimentaires de la carte est affecté par des plis en chevrons centimétriques à pluri-décimétriques dont l'axe pend de 5 à 10° au 60-70°, qui déforment la foliation principale (S1). Leur plan axial montre des

pendages variables et fréquemment les variations de direction de la foliation principale (S1) sont en partie dues aux effets de ces plis.

À ces plis est associée une schistosité (S2) de crénelation, de plan axial. Bien marquée et transverse sur la foliation (S1), elle a une orientation assez constante, au 50-70°, 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 crénelation soit une linéation d'intersection.

### **Plis tardifs**

Ceux-ci sont rarement observés à l'affleurement et ils correspondent à des plis ouverts ou des ondulations métriques assez dysharmoniques, 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.

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

Le Cisaillement sud-armoricain comprend deux branches, l'une méridionale recoupe la carte Elven dans son angle sud-ouest, l'autre septentrionale (appelée aussi « faille Quimper-Angers ») prend en écharpe toute la partie nord de la feuille. Cet accident transcurrent majeur recoupe tout le Sud du Massif armoricain depuis la pointe du Raz à l'Ouest jusqu'à la région nantaise et angevine au Sud-Est. Les deux branches de cet accident séparent respectivement Le Domaine varisque sud-armoricain du Domaine varisque ligéro-séennais et ce dernier du Domaine varisque de Bretagne centrale.

La branche méridionale de cet accident, en bordure ouest de la carte Elven, est soulignée par deux bandes d'ultramylonites orientées WNW-ESE ; la bande sud dont la puissance peut atteindre 200 m est bordée sur son flanc nord par un filon de quartz laiteux massif ou cataclasé dont la puissance atteint 30 à 40 m. La bande nord qui représente le CSA *sensu stricto*, n'est que partiellement soulignée par une étroite lanière d'ultramylonites. Ces deux bandes se réunissent au Sud-Ouest de Meucon et alors les ultramylonites n'ont plus qu'une puissance réduite. Le long de la D779 à Poulmarh, où elles sont bien observables, les ultramylonites sont finement feuilletées et cette schistosité subverticale est orientée au 110°. De plus leur passage progressif à un faciès mylonitique du granite de Sainte-Anne-d'Auray, souligne la nature de leur protolithe.

La branche septentrionale, sur la carte Elven, n'est guère soulignée par des ultramylonites, mais néanmoins les structures cisailantes sont très présentes et ont bénéficié dans la région de Saint-Jean-Brévelay, d'études poussées à toutes

les échelles, tant macro- que microscopiques. Ces dernières ont notamment abouti à la l'identification et la définition des plans « C » et « S » dans les zones de cisaillement (Berthé, 1980) et à la notion de déformation progressive au cours de l'intensification de la déformation. De plus, l'analyse de la géométrie de la déformation a permis de définir une mégazone de cisaillement ductile, subverticale, dextre, orientée au 100° qui correspond à branche nord du CSA. Cartographiquement, les levés ont permis d'identifier et de matérialiser le tracé de deux mégastuctures cisailantes qui encadrent et tronquent un vaste anticlinal pincé dont le cœur est occupé par la Formation de Saint-Jean-Brévelay.

### *DÉFORMATION FINI ET POSTVARISQUE*

Les effets de la tectonique cassante ont été particulièrement bien identifiés au centre de la carte du fait des excellents repères que constituent les structures linéaires ; d'une part de la branche septentrionale du CSA et d'autre part des massifs de l'orthogneiss de Lanvaux et du granite de Questembert. Ainsi toutes une série de failles orientées NNW-SSE et montrant une forte composante décrochante dextre ont été cartographiées dans cette zone. Les principales d'entre elles, tel à Moustoir-Ac, à Saint-Jean-Brévelay et au Sud de Plumélec, initient des décalages de 200 à 250 m.

Quelques failles conjuguées axées NNE-SSW ont été identifiées aussi ; elles montent généralement une composante décrochante sénestre, tel dans la région de Saint-Nolff, mais elles sont nettement moins présentes que les précédentes.

## **SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE**

### **Sédimentation et magmatisme au Protérozoïque supérieur**

Le Protérozoïque supérieur, sur la carte Elven, est représenté par les micaschistes briovériens situés au Nord de la branche septentrionale du Cisaillement sud-armoricain (CSA), grand accident transcurrent séparant les Domaines varisques ligéro-sénaise et 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 correspondait 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).

Le Groupe de Bains-sur-Oust, présent dans le Domaine varisque ligéro-sénan, correspond à une série terrigène monotone, dont le toit a été daté, localement, de l'Ordovicien inférieur (Janjou, 1998). De ce fait il a été souvent comparé au Briovérien du Domaine varisque de Bretagne centrale ; ceci, de même que la lithologie et la très grande puissance ( $> 1\ 000$  m) de ces séries, ne s'oppose pas cette hypothèse. Dans ce cas, une partie du Groupe de Bains-sur-Oust serait un équivalent latéral des séries du Briovérien et témoignerait de l'extension méridionale de ce bassin intracontinental de type molassique.

## **Sédimentation et magmatisme au Paléozoïque**

### *Le Cambro-Ordovicien*

*Dans le Domaine varisque de Bretagne centrale, à l'Est immédiat de la carte Elven, dans la région de Sérent et Caro (Plaine et al., 1981), le soubassement briovérien est surmonté en discordance par la Formation de Pont-Réan, qui débute par des niveaux conglomératiques auxquels succèdent des siltstones verdâtres à rouges, associés à des schistes. L'âge de cette série est supposé cambro-trémadocien. En effet, dans la région de Réminiac et Marsac (Plaine et al., 1981, Dadet et al., 1995), son toit montre des niveaux interstratifiés de volcanites acides qui ont été datées en U/Pb sur zircon, de l'Ordovicien inférieur. De plus, elle est surmontée stratigraphiquement par la Formation du Grès armoricain daté de l'Arénigien et qui correspond à une sédimentation essentiellement terrigène typique d'un environnement de plate-forme stable (Guillocheau et Rolet, 1983) ; celle-ci va se poursuivre durant l'Ordovicien moyen (Formation de Traveusot), où elle se caractérise par une grande homogénéité et une grande richesse en matière carbonée, traduisant une évolution en milieu euxinique et probablement un certain approfondissement du bassin. Ce même type de sédimentation se poursuit à l'Ordovicien supérieur et au Silurien avec des faciès silto-gréseux, essentiellement quartzeux.*

Le magmatisme Ordovicien inférieur, est connu 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 Plogonnec). Cette évolution, traduit une instabilité certaine.

*Dans le Domaine varisque ligéro-sénan, une partie des séries terrigènes du Groupe de Bains-sur-Oust, dont le toit est daté de l'Arénigien (Janjou, 1998), est probablement un équivalent latéral de la Formation de Pont-Réan et de la*

Formation du Grès armoricain. D'autant plus que ces séries sont surmontées par la Formation de Rochefort-en-Terre dont les caractères tant en âge (Llanvirrien-Llandeilien (Babin, 1958 ; Trautmann *et al.*, 1984 ; Janjou, 1998) qu'en lithologie (schistes noirs) sont très comparables à ceux de la Formation de Traveusot.

Dans ce domaine le magmatisme ordovicien est particulièrement bien illustré par l'orthogneiss de Lanvaux et ses équivalents latéraux, l'orthogneiss du Leignoux à l'Ouest (Béchenec *et al.*, 2001) et l'orthogneiss de Saint-Clément-de-la-Place à l'Est (Janjou, 1998) ; cependant, le nombre restreint d'analyses ne permet guère de contraindre les caractéristiques pétrologiques de ces orthogneiss.

*Dans le Domaine varisque 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 ; Béchenec *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 ; Béchenec *et al.*, 1996 ; Béchenec *et al.*, 1999 ; Béchenec *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 tholéitiques de type MORB (Béchenec *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 (Béchenec *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).

### *Le Siluro-Dévonien : l'évolution éo-varisque*

*Dans le Domaine varisque sud-armoricain*, sur la feuille Elven, il n'y a guère de témoin identifiable de l'évolution éo-varisque ; par contre, plus à l'Ouest, dans la région de Quimper (Béchenec *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 éclogites du Complexe des Essarts (Sud de Nantes) ( $436 \pm 15$  Ma, Peucat *et al.*, 1982) et sur les schistes bleus de l'Île de Groix (370-360 Ma, Bosse *et al.*, 2000 ; Le Hébel, 2002).

### *Le Carbonifère : l'évolution varisque s.s.*

Cet épisode est structurellement dominé par l'individualisation des grands cisaillements transcurrents dextres du CSA, qui se développent en contexte de collision continentale. Ils séparent les Domaines varisques sud-armoricain, ligéro-séanais 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, voir même celui de Pouldergat (carte Quimper, Béchenne *et al.*, 1999) ;
- d'autres sont plus récents :
  - celui de Saint-Thurien, daté à  $316 +5/-3$  Ma (Béchenne *et al.*, 2001), étiré entre deux cisaillements annexes associés à la branche nord 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 (Béchenne *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 de Questembert, daté à  $318 \pm 4$  Ma (Augier *et al.*, 2010), présente une texture orientée avec des structures ductiles S/C/L compatibles avec un cisaillement dextre induit par le CSA,

- celui de Sainte-Anne-d'Auray ( $321 \pm 4$  Ma) présente quant à lui, en bordure sud de la branche méridionale du CSA, un fort gradient de déformation Nord-Sud : en effet, sur son flanc nord ce granite passe d'ultramylonites à un granite mylonitique puis à un granite orienté et à un granite isotrope en 2 km,
- les granites du Domaine varisque de Bretagne centrale présentent une double influence : sur leur bordure sud ils sont très nettement affectés par les effets de cisaillements associés à la branche nord du CSA et présentent des structures orientées au  $100-110^\circ$ .  
Sur leurs flancs orientaux et occidentaux ils sont affectés par des structures mylonitiques orientées NE-SW.

Une remarque : les pressions d'équilibre très faibles déterminées pour la plupart des granites ( $\sim 1\ 000$  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 (Béchenec *et al.*, 2011), 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, localement, 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 Kerforme 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 décrochements, respectivement dextre et sénestre, et induisent ainsi, localement, la formation de petits bassins à sédimentation clastique terrigène (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 préluderait 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 (« minières ») 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 Kerforne, 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, 1972 ; Boillot et Lefort, 1976 ; Delanoë, 1988), apparaissent les témoins de transgressions marines qui s'avancent sur les marges sud-armoricaines à l'Eocène, 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 d'Elven, 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 ne subsiste que de rares bases de profils. Les failles hercyniennes de direction armoricaine (NW-SE) sont réactivées par des fonctionnements transtensionnels 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 Elven, si ce n'est ponctuellement près Moustoir-Ac, où subsistent des dalles reliques de grès siliceux plus ou moins rubéfiés.

L'absence de sables rouges pliocènes à l'Ouest de la Laïta (rivière de Quimperlé), 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'Isole (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 affaissée et affectée par de nombreux petits bassins tectoniques fini-tertiaires où sont conservés les dépôts marins ou fluvio-marins mio-pliocènes, tels celui de Régigny (Van Vliet-Lanoë *et al.*, 1998 et 2002 ; Thomas et Le Berre 2008).

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 Prétigilien 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 provoqué 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 B.P. (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 d'Elven 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 Elven est morphologiquement scindée en deux parties par les hauteurs du Massif des Landes de Lanvaux qui forme une ligne de crêtes WNW-ESE traversant le centre de la carte. La D767 qui joint Vannes à Locminé en passant par Meucon et Colpo, est le seul grand axe structurant qui recoupe ce massif ; en effet, l'autre grand axe structurant que constitue la N166 (4 voies), qui relie Vannes à Rennes, en passant par Elven, concerne uniquement l'angle sud-est de la feuille.

Néanmoins le réseau secondaire est dense, sauf dans le Massif de Lanvaux, et favorise les liaisons entre les principales bourgades et les hameaux ; les principales de ces voies sont des axes Nord-Sud, telle la D7 qui joint Elven à Trédion et Plumelec, la D126 qui joint Vannes à Monterblanc, Plaudren et Plumelec, la D778 qui joint Vannes à Saint-Jean-Brévelay.

Il faut aussi signaler l'aérodrome de Vannes-Meucon situé au cœur d'une zone dédiée aux activités militaires.

Cette région apparaît essentiellement vouée à l'agriculture : le paysage traduit une forte activité agricole avec, soit des pâturages à bovins, soit de vastes champs où prédomine souvent la culture de maïs, notamment dans le tiers nord 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 Locminé, Bignan, et Saint-Jean-Brévelay.

Les bois, principalement de résineux mais aussi de chênes et de hêtres, occupent également de vastes étendues dans la partie centrale de la feuille, notamment le Massif des Landes de Lanvaux.

### *RISQUES NATURELS*

#### 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 n'est problématique que là où des activités industrielles ou des habitations se sont implantées au cœur même des vallées :

– une partie de la zone industrielle située au Nord de Saint-Jean-Brévelay est ainsi susceptible de subir les débordements du Lay ;

– le bas du bourg de Saint-Nolff peut être atteint en cas de crue du ruisseau de Condal.

## SISMICITÉ

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

Date	Localisation épiscopale	Intensité épiscopale
17/12/1905	Arradon	5
01/01/1909	Vannes	?
02/11/1923	Arradon	5
29/10/1929	Elven	4,5
09/01/1930	Meucon	7
10/01/1930	Meucon	4
11/12/1944	Saint-Avé	4
06/01/1945	Rochefort-en-Terre	4
07/02/1932	Josselin	5
15/10/1945	Baud	5
22/11/1956	Ile aux Moines	4
15/10/1967	Plaudren	5
30/10/2002	Branderion	5,5

## RESSOURCES EN EAU

### Aquifères du socle du Massif armoricain

Le sous-sol du Massif armoricain est constitué de roches du socle protérozoïque et paléozoïque. Dans ces roches existent des eaux souterraines situées dans des aquifères de socle.

Un système aquifère 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 ; A. Carn-Dheilly *et al.*, 2008), est venu



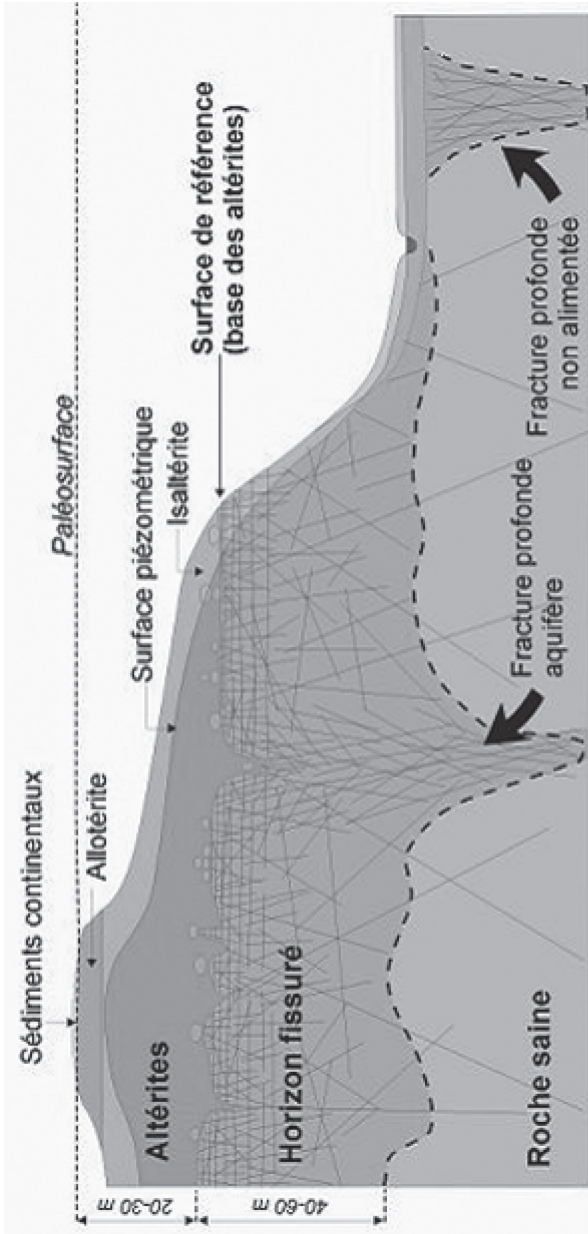


Fig. 17 - Modèle conceptuel des altérations supergènes en domaine granitique (R. Wynn et al., 1998 et 2004)

s'ajouter un nouveau concept d'aquifère continu multicouches pour la partie haute du socle (tranche 0-100 m) contrôlé par l'altération supergène (P. Lachassagne *et al.*, 2001).

En milieu de socle, cet aquifère multicouche comprend l'horizon des altérites meubles et l'horizon fissuré (fig. 17). 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 fig. 17), 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 », fig. 17), à porosité plus faible mais cependant significative (1 à 5 %) et à perméabilité plus importante ( $10^{-4}$  à  $10^{-6}$  m/s).

Dans le Massif armoricain 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.

Sur la carte d'Elven, les altérites peuvent se développer sur toutes les formations de socle : granites, micaschistes et gneiss. Pour mieux appréhender la vulnérabilité des aquifères de socle, au niveau d'un bassin versant par exemple, il pourrait être utile de cartographier à une échelle plus fine ces altérites (épaisseur et nature des isaltérites et des allotérites ; fig. 17), grâce à des leviers complémentaires sur le terrain.

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. paragraphe suivant).

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 fig. 19) 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 au Nord immédiat de la feuille Elven, et il est positionné sur les Formations du Briovérien.

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, héritent des pratiques agricoles de la (ou des) décennie(s) précédente(s). Toute modification des pratiques azotées aura une répercussion décalée dans le temps.

## **Les référentiels**

Afin d'aider à la gestion des ressources en eau souterraine, des référentiels hydrogéologiques ont été mis en place pour apporter une description physique des aquifères, suivant différents niveaux de prise en compte de la complexité du milieu souterrain.

### *Les masses d'eau souterraine*

Selon la Directive Cadre sur l'Eau (DCE), une masse d'eau souterraine est « un volume distinct d'eau souterraine à l'intérieur d'un ou de plusieurs aquifères » (article 5 et Annexe II). Il s'agit des unités d'évaluation de la DCE.

La feuille Elven recoupe 3 masses d'eau souterraines (fig. 18) :

- au Nord-Est : 4015 - La Vilaine ;
- au Nord-Ouest : 4010 - Le Blavet ;
- au Sud-Ouest : 4012 - Le Golfe du Morbihan.

### *La BD LISA*

La Base de Données sur les Limites des Systèmes Aquifères (BD LISA) constitue la deuxième version du référentiel hydrogéologique français et correspond à un découpage du territoire national en entités hydrogéologiques (formations géologiques aquifères ou non).

6 entités BD LISA se trouvent sur la feuille Elven (fig. 18) :

- 195AC01 - Socle métamorphique dans le bassin versant de l'Evel de sa source au Blavet (nc) ;
- 197AA03 - Socle métamorphique dans le bassin versant du Loc'h de sa source à la mer & côtiers ;
- 197AA04 - Socle métamorphique dans les bassins versants du Vincin, de la Marle et du Liziec de leurs sources à la mer & côtiers ;
- 199AA01 - Socle métamorphique dans le bassin versant de l'Oust de sa source à la Vilaine (nc) ;
- 199AE01 - Socle métamorphique dans le bassin versant de la Claie de sa source à l'Oust (nc) ;
- 199AE02 - Socle plutonique dans le bassin versant de l'Arz de sa source à l'Oust (nc).

Des fiches descriptives des masses d'eau souterraine et des entités BD LISA sont disponibles sur le site Internet SIGES Bretagne : <http://sigesbre.brgm.fr/Referentiels-hydrogeologiques-.html>.

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

À proximité de la feuille Elven, les écoulements de cinq rivières ont été étudiés dans le cadre du projet SILURES Bretagne (Arz, Loc'h, Oust, Claie et Blavet ; Mouglin *et al.*, 2008). Les débits journaliers des cours d'eau ont été décomposés en écoulement de surface (rapide) et en écoulement souterrain (lent). Ce travail a permis d'estimer la participation globale annuelle des eaux souterraines aux débits des rivières. Celle-ci varie de 52,5 à 58 %. Les résultats sont consignés dans le tableau ci-dessous (fig. 19).

Une comparaison des données climatiques (pluies efficaces calculées à la station météorologique de Grand-champ avec une réserve utile de 25 mm, en rouge sur la figure 20), hydrologiques (le Loc'h à Brech, en bleu) et piézométriques (Grand-champ, en marron) a été réalisée (fig. 20). Elle montre





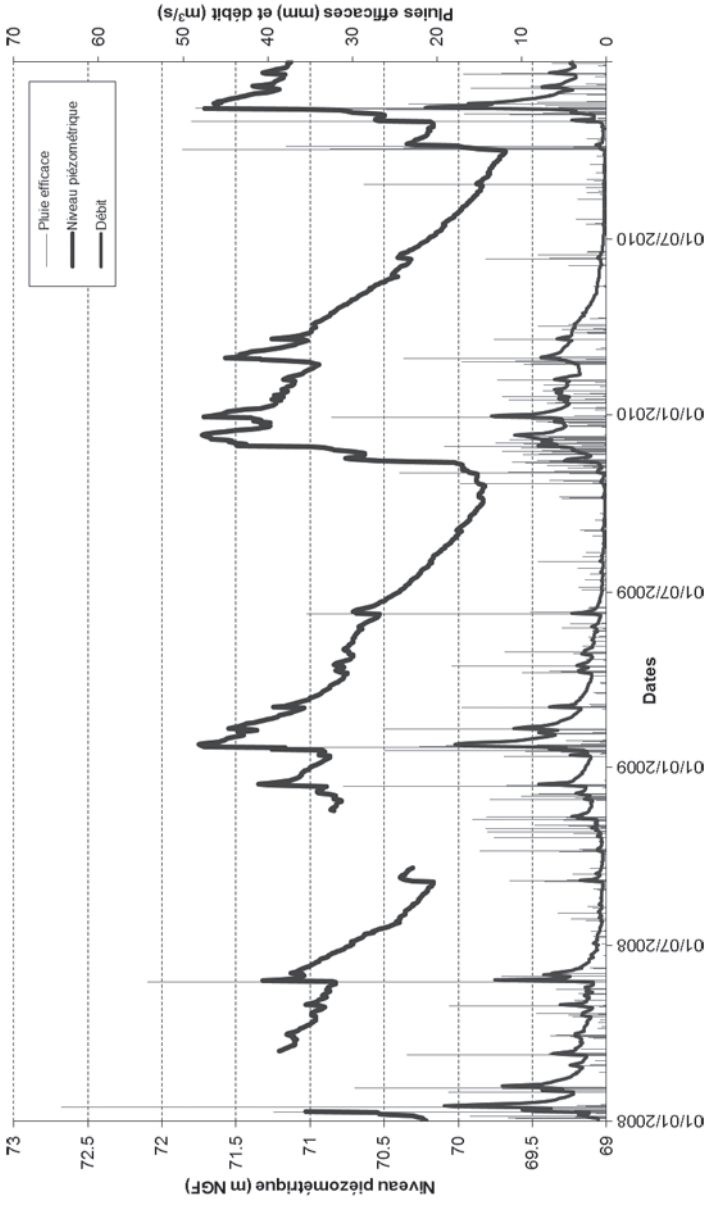


Fig. 20 - Comparaison des données climatiques (pluie efficace à Grandchamp), hydrologiques (le Loc'h à Brech) et piézométriques (Grandchamp).

que la nappe d'eau souterraine suit un battement annuel (recharge-décharge) et qu'elle est assez réactive aux précipitations. Les pics hydrologiques et piézométriques sont synchrones, ce qui indique que le milieu souterrain est peu inertiel. On note donc des relations étroites entre le Loc'h et la nappe.

## **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 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 287 forages implantés sur le territoire de la feuille d'Elven. Les formations géologiques ont été renseignées par les moyennes des débits et profondeurs calculées de ces forages (fig. 21).

La profondeur moyenne des ouvrages est de 56,3 m (valeurs extrêmes : 6 et 244 m) et le débit instantané moyen est de 6,7 m<sup>3</sup>/h (valeurs extrêmes : 0 et 75 m<sup>3</sup>/h). 23 forages ont une profondeur égale ou supérieure à 100 m. On notera



Unité géologique	Nombre de forages	Débit moyen (m <sup>3</sup> /h)	Profondeur moyenne (m)	Débit moyen du meilleur quartile (m <sup>3</sup> /h)
Groupe de Bains-sur-Oust (paragneiss et micaschistes)	69	9,1	52,3	25
Granite du massif de Questembert	52	8,1	46,2	23,1
Micaschistes du Briovérien	26	6,7	61,9	15,9
Groupe de Renac (schistes)	2	4,5	60,5	/
<b>Granite de Guéhenno</b>	7	4,1	44,4	/
<b>Granite de Bignan</b>	20	3,7	49	6,9
Ultramylonites du Cisaillement Sud-Armoricain	5	3,6	83,6	/
Orthogneiss de Lanvaux	47	3,2	63,5	7,7
Formations de Traveusot et Saint-Jean-Brévelay (micaschistes)	7	3,1	51,6	/
Granite de Sainte-Anne-d'Auray	8	3,1	78	/
Granite de Lizio	42	3	60	6,9
Formation de Saint-Nolff (micaschistes et paragneiss)	2	0,7	74,5	/
<b>Total et moyennes</b>	<b>287</b>	<b>6,7</b>	<b>56,3</b>	<b>14,3</b>

Fig. 21 - Résultats des forages réalisés dans les formations géologiques de la feuille E1ven

que les forages sont, en moyenne, profonds entre 48 et 68 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 paragneiss et les micaschistes du Groupe de Bains-sur-Oust qui sont les plus productifs, avec un débit moyen de 9,1 m<sup>3</sup>/h, pour une profondeur moyenne assez faible de 52,3 m.

Le granite du Massif de Questembert donne aussi de bons débits (moyenne à 8,1 m<sup>3</sup>/h, pour une faible profondeur moyenne de 46,2 m).

On trouve ensuite les micaschistes du Briovérien avec un débit moyen de 6,7 m<sup>3</sup>/h, pour une profondeur moyenne de 61,9 m.

Le granite de Bignan, l'orthogneiss de Lanvaux et le granite de Lizio sont moins productifs (3,2 m<sup>3</sup>/h en moyenne), pour une profondeur moyenne comprise entre 49 et 63 m.

Peu ou pas d'ouvrages traversent les autres formations géologiques (Groupe de Renac, Granite de Guéhenno, Ultramylonites, Formations de Traveusot et de Saint-Jean-Brévelay, Granite de Sainte-Anne-d'Auray et Formation de Saint-Nolff), aussi les moyennes indiquées sont à prendre à titre indicatif.

Le débit moyen du meilleur quartile (moyenne des débits des 25 % « meilleurs forages » de chaque population concernée) a également été calculé (cf. colonne de droite, fig. 21).

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, est suffisamment fréquente pour correspondre à des conditions aquifères d'une certaine extension et que ce paramètre pourrait être représentatif de la perméabilité des axes de drainage souterrain.

On constate à nouveau que le granite de Bignan, l'orthogneiss de Lanvaux et le granite de Lizio semblent être moins conducteurs ; les déstockages par le milieu fissuré profond seront donc plus lents. À l'inverse, les paragneiss et les micaschistes du Groupe de Bains-sur-Oust ainsi que le granite de Questembert, qui occupent la partie sud de la feuille d'Elven, sont vraisemblablement plus conducteurs ; la vidange des stocks d'eau et le renouvellement des réserves souterraines doivent être plus rapides que dans les granites de Bignan et de Lizio ou l'orthogneiss de Lanvaux.

Les micaschistes du Briovérien ont des comportements intermédiaires.

Commune	Lieu-dit	Code BSS (Code 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)
GRAND-CHAMP	TY GLASS	03855X0027/INC (056000074)	Puits		182 500	3 (2000)
GRAND-CHAMP	COULAC	03855X0025/P1 (056000075)	Puits		182 500	12 (2000)
GRAND-CHAMP	LOCMEREN DES PRES	03855X0028/P2 (056000133)	Puits	6.8	208 050	31 (2009)
GRAND-CHAMP	LOCMEREN DES PRES	03855X0002/HY (056000134)	Source	6	73 000	15,4 (2012)
MEUCON	GUERNEVE	03856X0024/P1 (056000071)	Puits	1	182 500	25 (2000)
MEUCON	GRANUHAC	03856X0026/P1 (056000072)	Puits	2	182 500	10 (2000)
MEUCON	CADUAL	03856X0027/P1 (056000073)	Puits	9	182 500	29 (2000)
MONTERBLANC	LIHANTEU	03856X0034/P2 (056000972)	Puits		109 500	5 (2009)
SAINT-AVE	LIHANTEU	03856X0029/P1 (056000038)	Puits	5	109 500	7 (2011)
SAINT-AVE	KERBOTIN	03856X0001/PE (056000039)	Puits	6.4	182 500	31 (2009)
SAINT-AVE	KERBOTIN	03856X0028/P2 (056000971)	Forage		36 500	11 (2009)
SAINT-JEAN- BREVELAY	KERDANIEL	03853X0011/HY (056000048)	Source	11	54 750	55 (2012)
SERENT	BREMAN	03854X0028/P1 (056000193)	Puits	7.5	191 625	28 (2011)
SERENT	BRANCELIN	03854X0013/F (056000958)	Forage	41	29 200	15 (2011)

**Fig. 22 - Liste des captages d'alimentation en eau potable. Sources documentaires : ARS 56, BRGM**

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)*

En 2013, 14 ouvrages sont exploités pour l'adduction d'eau potable sur la feuille Elven. Ils sont implantés sur 6 communes différentes (10 puits, 2 forages et 2 sources ; fig. 22).

La plupart des ouvrages AEP de la feuille Elven recoupent le granite du Massif de Questembert (puits de Grand-Champ, de Meucon, de Monterblanc, puits et forage de Saint-Avé). La source de Saint-Jean-Brévelay capte l'eau des formations du Briovérien. Les deux forages de Sérent se trouvent dans le Granite de Lizio.

Le puits situé au lieu-dit « Le Govero » à Saint-Jean-Brévelay (03852X0029/P1), anciennement exploité pour l'alimentation en eau potable, a été abandonné à cause d'une teneur trop élevée en nitrates.

### *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

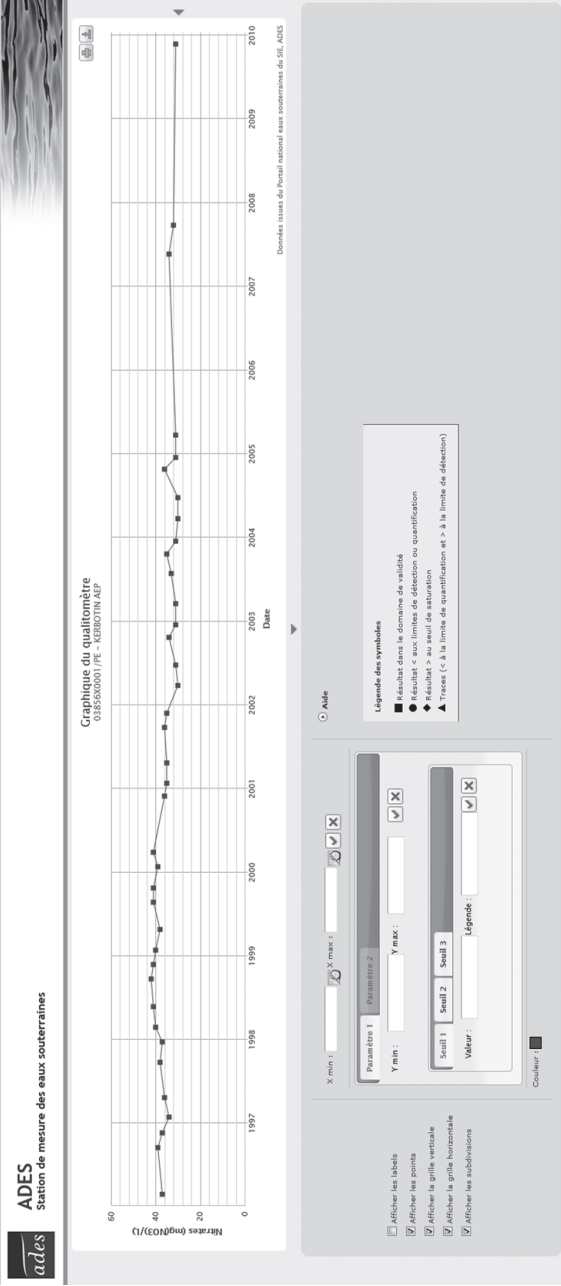
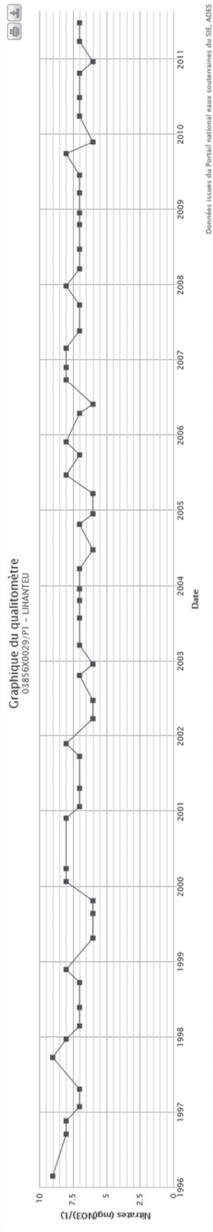


Fig. 23 - Teneur en nitrates au niveau du puits de Kerbotin à Saint-Avé. Sources : ARS 56



Afficher les labels

Afficher les points

Afficher la grille verticale

Afficher la grille horizontale

Afficher les subdivisions

Aide

X min :  X max :

Paramètre 1 Paramètre 2

Y min :  Y max :

Seuil 1 Seuil 2 Seuil 3

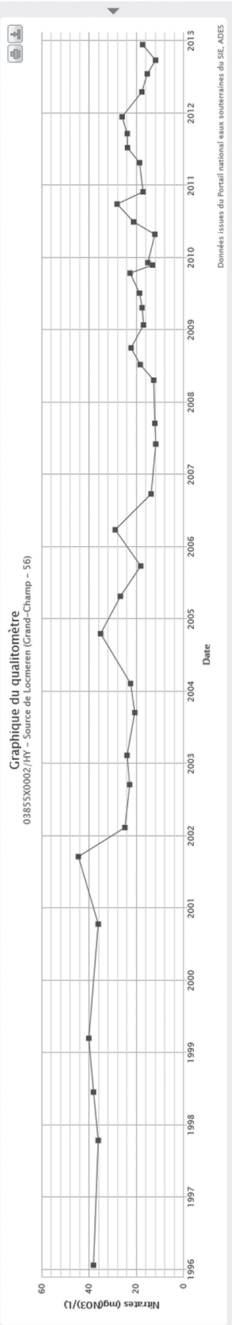
Valeur :  Légende :

Couleur

**Légende des symboles**

- Résultat dans le domaine de validité
- Résultat < aux limites de détection ou quantification
- Résultat > au seuil de saturation
- Traces (< à la limite de quantification et > à la limite de détection)

**Fig. 24 - Teneur en nitrates au niveau du puits de Lihanteu à Saint-Avé. Sources : ARS 56**



Aide

X min :  X max :

Y min :  Y max :

Paramètre 1 :  Paramètre 2 :

Seuil 1 :  Seuil 2 :  Seuil 3 :

Valeur :  Légende :

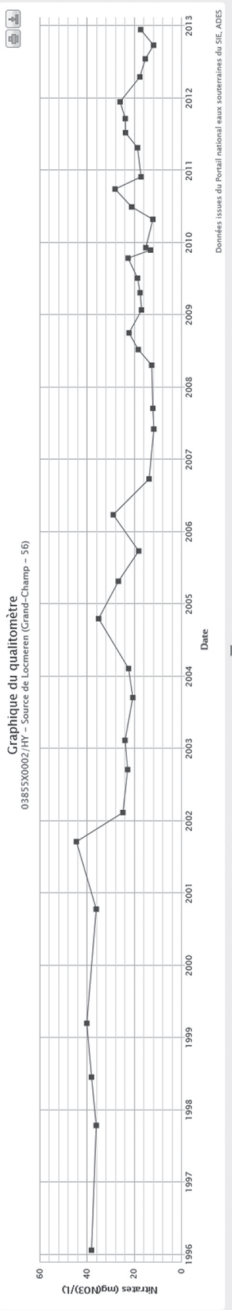
Couleur :

Afficher les labels  
 Afficher les points  
 Afficher la grille verticale  
 Afficher la grille horizontale  
 Afficher les subdivisions

**Légende des symboles**

- Résultat dans le domaine de validité
- Résultat < aux limites de détection ou quantification
- ◆ Résultat > au seuil de saturation
- ▲ Traces (< à la limite de quantification et > à la limite de détection)

Fig. 25 - Teneur en nitrates au niveau de la source de Kerdaniel à Saint-Jean-Brévelay. Sources : ARS 56 et AELB



Afficher les labels  
 Afficher les points  
 Afficher la grille verticale  
 Afficher la grille horizontale  
 Afficher les subdivisions

X min :  X max :

Y min :  Y max :

Paramètre 1 :  Paramètre 2 :

Seuil 1 :  Seuil 2 :  Seuil 3 :

Valeur :  Légende :

Couleur :

Aide

**Légende des symboles**

- Résultat dans le domaine de validité
- Résultat < aux limites de détection ou quantification
- ◆ Résultat > au seuil de saturation
- ▲ Tracez (< à la limite de quantification et > à la limite de détection)

Fig. 26 - Teneur en nitrates au niveau de la source de Locmèren à Grand-Champ. Sources : ARS 56 et AELB



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 de ces phénomènes, 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.

Un suivi régulier de la qualité des eaux souterraines est opéré par l'Agence Régionale de Santé du Morbihan (ARS 56) et par l'Agence de l'Eau Loire-Bretagne (AELB), consultable sur le site Internet ADES (Accès aux Données sur les Eaux Souterraines, <http://www.ades.eaufrance.fr> puis recherche par code BSS) ; sur la feuille d'Elven, il est disponible sur les 14 ouvrages suivants :

– points AEP (cf. chapitre précédent) : le forage de Brancelin à Sérent (03854X0013/F, suivi depuis septembre 2005 par l'ARS 56), le puits de Bréman à Sérent (03854X0028/P1, suivi depuis février 1996 par l'ARS 56), le puits de Coulac à Grand-Champ (3855X0025/P1, suivi depuis mai 2000 par l'ARS 56), le captage de Ty Glass à Grand-Champ (03855X0027/INC, suivi depuis mai 2000 par l'ARS 56), le puits de Locméren des Prés à Grand-Champ (03855X0028/P2, suivi depuis avril 2001 par l'ARS 56), les puits de Kerbotin à Saint-Avé (03856X0001/PE, suivi depuis février 1996 par l'ARS 56, fig. 23 ; et 03856X0028/P2, suivi depuis juin 2006 par l'ARS 56), le puits de Lihanteu à Saint-Avé (03856X0029/P1, suivi depuis février 1996 par l'ARS 56 ; fig. 24), le puits de Guernévé à Meucon (03856X0024/P1, suivi depuis mai 2000 par l'ARS 56), le puits de Granuhac à Meucon (03856X0026/P1, suivi depuis mai 2000 par l'ARS 56), le puits de Cadual à Meucon (03856X0027/P1, suivi depuis mai 2000 par l'ARS 56) et le puits de Lihanteu à Monterblanc (03856X0034/P2, suivi depuis juin 2006 par l'ARS 56) ;

– qualimètres Agence de l'eau : la source de Kerdaniel à Saint Jean Brévelay (03853X0011/HY, suivie depuis février 1996 par l'ARS 56 et l'AELB ; fig. 25) et la source de Locméren à Grand-Champ (03855X0002/HY, suivie depuis janvier 1996 par l'ARS 56 et l'AELB ; fig. 26).

Trois ouvrages ont été analysés dans le cadre d'une étude sur le temps de transfert des nitrates dans le bassin Loire-Bretagne (Baran *et al.*, 2009) :

– les teneurs en nitrates ont eu tendance à diminuer sur le puits de Bréman à Sérent, sur la période 1995-2007 (environ - 1,7 mg/l/an ; maximum de 54 mg/l atteint en 1999) ;

– pour le puits de Kerbotin (03856X0001/PE) à Saint-Avé, les teneurs en nitrates dans les eaux souterraines ont eu tendance à augmenter sur la période 1990-2000

(environ + 1,3 mg/l/an) puis à diminuer jusqu'à 2009 (environ - 1,1 mg/l/an). La teneur moyenne en nitrates est de 30 mg/l (sur 38 analyses) ;

– au niveau de la source de Kerdaniel à Saint-Jean-Brévelay, les teneurs en nitrates dans les eaux souterraines ont eu tendance à augmenter sur la période 1990-2005 (environ + 2 mg/l/an).

D'autre part, les analyses de la source de Kerdaniel montrent que, malgré une amélioration de la qualité des eaux souterraines pour le paramètre nitrates depuis 2004 (maximum à 72,7 mg/l en 2004 puis diminution d'environ 18 mg/l en 8 ans), les teneurs en nitrates sont toujours au-dessus du seuil réglementaire de 50 mg/l (moyenne à 60 mg/l avec 85 analyses).

Il en est de même pour la source de Locmères à Grandchamp : malgré une diminution des teneurs en nitrates dans les eaux souterraines (environ - 20 mg/l en 16 ans, et moyenne de 22 mg/l avec 39 analyses), celles-ci peuvent frôler le seuil réglementaire de 50 mg/l (maximum à 44 mg/l).

Pour le puits de Lihanteu à Saint-Avé, les teneurs en nitrates sont faibles et relativement stables entre 1995 et 2011, avec une moyenne de 7,1 mg/l sur 59 analyses.

Les autres ouvrages AEP présentent un suivi moins régulier : 3 analyses sur le puits de Brancelin à Sérent (moyenne de 12 mg/l) ; une seule analyse disponible pour les puits de Ty Glass et Coulac à Grand-Champ ; 5 analyses sur le puits de Locmères des Prés à Grand-Champ (moyenne de 31 mg/l) ; 2 analyses sur le puits de Kerbotin (03856X0028/P2) à Saint-Avé (moyenne de 9 mg/l) ; une seule analyse sur chacun des 3 puits de Meucon (teneurs en nitrates comprises entre 10 et 29 mg/l en 2000) ; 2 analyses sur le puits de Lihanteu à Monterblanc (moyenne de 4,5 mg/l).

L'évolution de la qualité chimique globale des eaux souterraine sur la feuille Elven ne peut être évaluée en raison du manque de point d'observation et parce que ces points (captages AEP en service en 2013) 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 des nappes. En Bretagne, le réseau piézométrique permettant d'assurer cette mission est composé de 52 stations télétransmises. Un ouvrage du réseau (*cf.* localisation, fig. 19) est situé sur la feuille Elven : le piézomètre de Lost-er-Lenn situé sur la commune de Grand-Champ (03851X0021/S2). Il est suivi depuis le 01/01/1989 et est implanté dans les micaschistes du Groupe de Bains-sur-Oust.

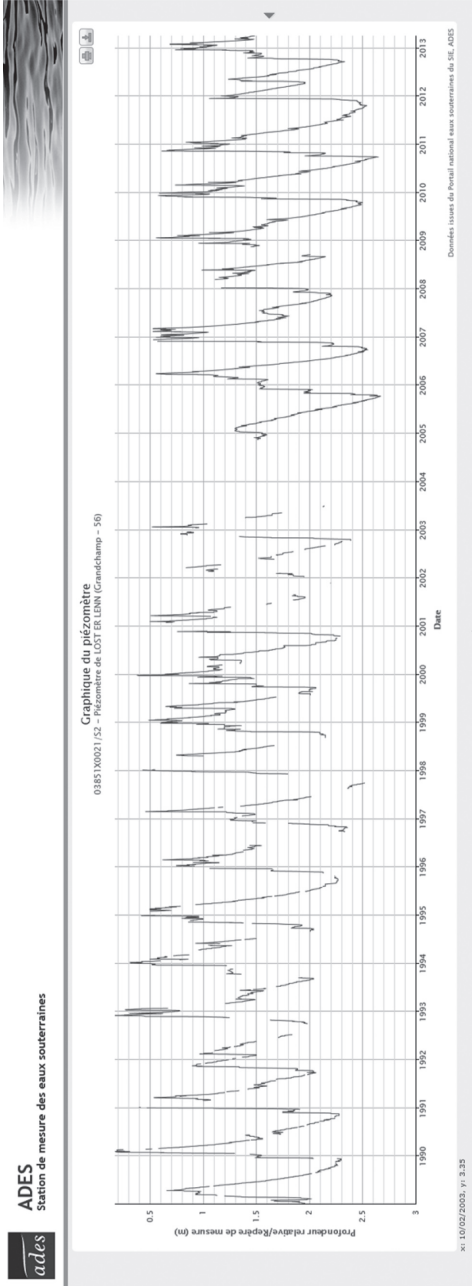


Fig. 27 – Chronique piézométrique de la station de Grand-Champ (03851X0021/S2). Le repère de mesure est situé à 32 cm au-dessus du sol

Les niveaux quotidiens enregistrés sur ce piézomètre par le BRGM sont consultables sur le site Internet ADES <http://www.ades.eaufrance.fr>.

Le suivi du niveau piézométrique à Grand-Champ (fig. 27) montre que la nappe est réactive aux précipitations (successions resserrées dans le temps de recharges et de vidanges) et qu'elle suit un cycle annuel (montée-descente). La profondeur de la nappe varie entre 0,17 et 2,67 m par rapport au repère de mesure, le battement moyen annuel est de 1,62 m (période 1989-2012).

## *SUBSTANCES UTILES ET CARRIÈRES*

### **Granulats - Moellons - Ardoises**

Nombre de petites carrières et grattages, maintenant abandonnés, sont dispersés dans les différents massifs granitiques de la carte. Cependant quelques grandes carrières sont encore en exploitation et l'une des plus importantes est celle de Poulmarh, située au Sud de Grand-Champ. Cette dernière exploite, pour granulats, les ultramylonites et les faciès mylonitiques du granite de Sainte-Anne-d'Auray.

Plusieurs autres carrières d'importance exploitent, toujours pour les granulats et dans une moindre mesure pour les moellons, le granite mylonitique du Massif de Questembert, telles celle de Lescastel, celle de la Butte du Méné près de la Cosquer, et celle du Parc au Sud-Ouest d'Elven.

L'ardoise, aussi, a été largement exploitée dans le quart nord-est de la feuille ; les anciennes ardoisières artisanales les plus importantes sont situées aux abords de la Ville-Rée en bordure orientale de la carte, et elles ont exploité les séries de la Formation de Traveusot. Cependant, une ancienne ardoisière est présente aussi près de la Ville-Hervé et du Moulin de Callac où étaient exploitées les séries de la Formation de Rochefort-en-Terre.

## *GITES ET INDICES MINÉRAUX*

### **Étain - Fer - Fluorine**

Dans les mylonites de la carrière de Poulmarh, des veines et veinules de dolomite rose associée à de la fluorine violette et plus rarement verte sont signalées, de même que des mouchetures de galène et des cubes de pyrite (Pierrot *et al.*, 1973).

Des filons de quartz stannifères à cassitérite ont été décelés en limite nord de la feuille, à Cruguel, à la Ville-es-Métayers et à la Ville-es-Vieilles.

Des indices de minerai de fer et de manganèse sont connus au Nord immédiat des hameaux de Callac et de Lautréan, indices qui auraient été exploités artisanalement au XIX<sup>e</sup> siècle et auraient été aussi l'objet de recherches plus approfondies, de 1912 à 1914. Ce minerai est essentiellement constituée d'hématite et dans une moindre mesure de goethite ; il semble associé à la Formation de Rochefort-en-Terre.

## DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

### ITINÉRAIRES GÉOLOGIQUES

#### Partie occidentale de la carte Elven

*Au départ de Vannes et de la N165, prendre le nouveau tracé la D779, en direction de Plescop ; se garer en bordure de route au niveau du pont de Kerfuns.*

**Affleurement A1** : *Granite de Sainte-Anne-d'Auray*. Ce granite anatectique a un grain moyen relativement isotrope ; sa matrice emballe d'assez fréquents phénoblastes subautomorphes, millimétriques et plurimillimétriques, de feldspath et est riche en biotite ; cette dernière est parfois disposée en schlierens décimétriques et plus.

*Poursuivre sur la D779 en direction de Grand-Champ et s'arrêter au niveau de Chanticoq.*

**Affleurement A2** : *CSA, filon de quartz, ultramytonite, granite de Sainte-Anne-d'Auray mylonitique*. Sur le côté oriental de la route, à partir du croisement de la route de Chanticoq, on recoupe successivement du Nord au Sud, les principaux faciès associés à la branche méridionale du Cisaillement sud-armoricain : le quartz, laiteux, massif et localement cataclaté, forme un filon dont la puissance visible atteint 40 à 50 m ; les ultramytonites, de couleur blanchâtre, macroscopiquement aphanitiques, sont finement et très régulièrement feuilletées et leur puissance est voisine de 100 m ; le granite mylonitique de Sainte-Anne-d'Auray montre un fort gradient de déformation Nord-Sud et le passage aux ultramytonites est progressif.

*Poursuivre sur la D779 jusqu'au bourg de Grand-Champ, prendre la D179 en direction de Loperhet et s'arrêter en bord de route au niveau de la station d'épuration près de Kermélen.*

**Affleurement A3** : *Paragneiss et micaschistes du Groupe de Bains-sur-Oust*. Dans le talus côté est de la route, face à la station d'épuration, s'observe le contact concordant entre le leucogranite de Questembert, à foliation

mylonitique, et des paragneiss micacés bien et régulièrement foliés. Au Nord de Kerméhen, des affleurements discontinus permettent de reconnaître des micaschistes fins, gris-vert, à biotite et muscovite, associés à des paragneiss fins à débit en plaquettes, faciès qui, dans cette zone, forment l'essentiel des séries du Groupe de Bains-sur-Oust.

*Poursuivre sur la D779 jusqu'au hameau de Loperhet et se garer à sa sortie nord.*

**Affleurement A4 :** *Orthogneiss du Massif de Lanvaux.* Le long de la bordure ouest de la route, s'observent des affleurements continus d'orthogneiss. Ce dernier, à grain grossier, est généralement ocellé, avec des yeux infracentimétriques de feldspath ; il est massif et a un mauvais débit en dépit de la foliation qui l'affecte. Sa paragenèse montre une tendance granodioritique avec une nette prédominance du feldspath plagioclase sur le feldspath potassique et de la biotite sur la muscovite. Localement sur sa bordure méridionale il emballe des enclaves métriques et plurimétriques de paragneiss du Groupe de Bains-sur-Oust.

*Poursuivre sur la D779, puis prendre, au lieu-dit « la Barrière », la D16 en direction de Locminé. Stationner au niveau du « Moulin-du-Resto ».*

**Affleurement A5 :** *Formations de Rochefort-en-Terre et de Traveusot.* Sur le côté ouest de la route, face au Moulin-du-Resto (47° 50 803'N - 2° 51 857'W), un affleurement pluridécimétrique montre une série de schistes/micaschistes gris-acier ou argentés, à débit en feuillets et fines plaquettes, associés à de rares bancs centimétriques à décimétriques de quartzites fins gris-vert. La foliation principale (S1) est déformée par de petits plis en chevrons. Cette série est rattachée à la Formation de Rochefort-en-Terre et sa paragenèse se caractérise par la présence, outre de muscovite et de chlorite, de chloritoïde en petites baguettes symmétamorphes de la (S1). Cette série est limitée vers le Nord par un filon de quartz de puissance plurimétrique, subparallèle à la foliation, qui a été l'objet d'exploitation en de petites carrières. Ce filon souligne la branche nord du CSA et sépare ici la Formation de Rochefort-en-Terre de la Formation de Traveusot. Cette dernière affleure très largement en bordure orientale de la route (47° 50 958'N - 2° 52 021'W) et forme de plus, des arêtes dans le bois situé à l'Est de la route. Elle est constituée de schistes/micaschistes gris noir, à débit en feuillets, et la foliation principale (S1) est localement déformée par de petits plis en chevrons. La paragenèse de cette série comprend de la muscovite, de la chlorite, du graphite et parfois du chloritoïde.

*Suivre la D779 jusqu'à Penmené, prendre la 1ère route à droite en direction de Moustoir-Ac ; prendre la D318 au Nord du bourg, passer sous la D767 et prendre la route de Kergérard, puis Kerlevinec. Se garer au Nord du hameau et suivre, à pied, le chemin longeant la rive ouest du ruisseau de Kergueurh.*

**Affleurement A6 :** *Granite de Bignan faciès moyen/grossier*. Il affleure en bordure du chemin et le long du ruisseau, face à Kerlevinec ; il a un grain moyen/grossier, est parfois ocellé, et montre une foliation mylonitique bien marquée, due à la proximité d'un cisaillement associé à la branche nord du CSA. Sa paragenèse se caractérise par une proportion de feldspath plagioclase égale ou supérieure à celle de feldspath potassique et par une nette prédominance de la biotite sur la muscovite.

*Grès siliceux rouille, éocène (?)*. Plus au Sud, au niveau de Kerdréan, toujours en bordure du chemin, on observe dans les champs, de nombreux galets infracentimétriques à centimétriques, de quartz, puis des grès rouille à grain fin/moyen, en dalles plurimétriques de 1 à 2 m de puissance qui, dans le bois, coiffent les formations de Traveusot et de Rochefort-en-Terre.

*Reprendre la route en direction du Nord jusqu'à l'embranchement des « Fontaines » ; prendre sur la droite la route en direction de Bignan ; traverser le bourg et au niveau de l'église prendre la D1 sur 300 m jusqu'au quartier de Chrétiennec.*

**Affleurement A7 :** *Granite de Bignan, faciès porphyroïde et faciès fin granodioritique*. Des deux côtés de la route menant au hameau du Méné ( $47^{\circ} 52' 878'' - 2^{\circ} 46' 039''$ ) affleure sur 20 m une granodiorite sombre, à grain fin/moyen, très riche en biotite, montrant une nette tendance à une altération en boules. Le long de la D1 ( $47^{\circ} 52' 747'' - 2^{\circ} 45' 803''$ ) affleure un granite porphyroïde riche en biotite et en porphyroblastes centimétriques de feldspath, qui emballent des enclaves de granodiorite sombre à grain fin. Cette dernière a une paragenèse caractérisée par l'omniprésence de feldspath plagioclase (50 %) et l'abondance de biotite (12 %).

*Reprendre la D1 en direction de Saint-Jean-Brévelay et se garer au niveau de la Claie.*

**Affleurement A8 :** *Micaschistes du Briovérien*. Au Nord immédiat de la Claie, des deux côtés de la route, les séries monotones du Briovérien forment des affleurements sub-continus. Ils sont essentiellement formés de micaschistes fins, gris argenté, finement feuilletés. Au Sud de la Claie, au niveau du hameau de Quillio ( $47^{\circ} 51' 638''N - 2^{\circ} 44' 477''W$ ), en fond de fossé du côté est de la route, s'observe le contact entre ces micaschistes et le granite de Guéhenno.

*Reprendre la D21 en direction de Saint-Jean-Brévelay et 300 m au Sud de la Claie et du Pont du Talhoët prendre sur la gauche la route vicinale en direction de Kergan ; traverser la D11 et à Kerantilly prendre sur la droite la direction de Kergal ; se garer à la sortie de ce hameau au croisement avec la D155.*

**Affleurement A9** : *Granite de Guéhenno*. Il affleure en bordure de la D155 et se présente comme un granite à grain grossier, à muscovite et biotite nettement subordonnée ; il est affecté par une déformation ductile qui se traduit par l'association de plans « S » et « C » ; ces derniers sont nettement prépondérants et conditionnent le débit en dalles de la roche.

*Suivre la D155 vers le Sud en direction de Saint-Jean-Brévelay, traverser le bourg et prendre la D182 en direction de Plaudren ; se garer 200m au Sud de l'embranchement avec la D778.*

**Affleurement A10** : *Micaschistes de la Formation de Saint-Jean-Brévelay*. Ils affleurent largement à la sortie sud du bourg, en bordure orientale de la D182 et forment aussi des arêtes qui arment les hauteurs du « Bois du Donnant ». Ils se présentent comme des micaschistes fins, finement feuilletés, gris argenté ; localement la schistosité principale (S1) est déformée par de petits plis en chevrons auxquels est associée une schistosité (S2) de crénulation. La paragenèse de ces micaschistes comprend essentiellement de la muscovite et du quartz, dans une moindre mesure de la biotite chloritisée et parfois du chloritoïde.

*Revenir dans le bourg de Saint-Jean-Brévelay et prendre la D115 en direction de Colpo puis prendre la D767 en direction de Vannes et sortir par la bretelle menant à Meucon ; se garer en bas de cet accès.*

**Affleurement A11** : *Leucogranite mylonitique de Questembert*. La réalisation de la bretelle de Meucon, a ouvert des affleurements plurihectométriques qui permettent d'observer dans de très bonnes conditions le faciès frais du granite de Questembert. Il se présente comme une roche à grain moyen/grossier, leucocrate, riche en muscovite et à biotite nettement subordonnée. Sa structure montre l'association de plans « S » et « C », caractéristiques d'une déformation ductile intense et ici les plans « C » sont nettement prépondérants et conditionnent le débit de la roche en dalles régulières. Enfin, les plans « C » portent une linéation d'étirement bien marquée.

## **Partie orientale de la carte Elven**

*Au départ de Vannes, suivre la N166, prendre la sortie Saint-Nolff, puis la D766a jusqu'à Caradec, au Nord de la voie ferrée prendre D135 en direction de Saint-Nolff et la suivre jusqu'à l'entrée orientale du bourg.*

**Affleurement B01** : *Micaschistes de la Formation de Saint-Nolff*. Le talus de la bordure nord de la D 135, montre des affleurements sub-continus de micaschistes gris argenté finement feuilletés ; les affleurements sont présents aussi en rive occidentale du petit thalweg de Bézit. La foliation principale (S1),



est soulignée par l'orientation des paillettes de micas et parfois par l'alternance de lits inframillimétriques quartzeux et micacés ; elle est localement déformée par de petits plis en chevrons auxquels est associée une schistosité de crénulation (S2). La paragenèse de ces micaschistes est ici constituée essentiellement de quartz, de muscovite et dans une moindre mesure de biotite et de chloritoïde.

*Revenir en arrière et reprendre la D766a en direction d'Elven ; dans le bourg d'Elven prendre la D183 et après être passé sous la N166 prendre immédiatement sur la gauche la route menant au « Bois d'Elven ».*

**Affleurement B02** : *Métaquartzites de la Formation de l'Eclys*. À l'entrée du hameau (47° 43 589'N - 2° 35 009'W) affleurent de part et d'autre de la route des métaquartzites gris assez clair, à grain fin, parfois lités, se débitant en dalles. La paragenèse de ces roches comprend essentiellement du quartz et dans une moindre mesure, de la biotite en petites paillettes et de nombreux opaques appartenant au système cubique (pyrite ? magnétite ?).

*Revenir dans le bourg d'Elven et suivre la D1 jusqu'à Trédion. Stationner face au « Château de Trédion ».*

**Affleurement B03** : *Orthogneiss de Lanvaux*. En bordure orientale de la D1 face au « Château de Trédion », l'orthogneiss de Lanvaux affleure presque en continu sur 30 m ; massif, il présente un grain grossier avec de nombreux yeux centimétriques de feldspath, et est riche en biotite. La foliation est nette et induit un débit en dalles régulières.

*Au Nord immédiat du « Château de Trédion », prendre à droite la rue menant au centre du bourg puis, sur la gauche, la D133 en direction du hameau de Callac ; dans ce dernier, prendre la première route sur la gauche jusqu'au Moulin-de-Callac.*

**Affleurement B04** : *Groupe de Bain-sur-Oust et Formation de Rochefort-en-Terre*. À la sortie occidentale du hameau, après le premier virage, (47° 48 429'N - 2° 34 353'W) affleurent, dans le fossé et en base de talus, des schistes gris-vert assez quartzeux à débit en fines plaquettes, associés à des bancs décimétriques de méta-grès à matrice fine et clastes millimétriques et de métaquartzites à grain fin ; après le second virage cette série inclut des passées de schistes gris noir, qui progressivement deviennent prépondérantes. Ceci illustre la continuité stratigraphique entre les séries schisto-gréseuses du Groupe de Bains-sur-Oust et les schistes gris-ardoise de la Formation de Rochefort-en-Terre. Ces derniers affleurent largement face au Moulin-de-Callac, au niveau de la « Grotte » et en arrière de cette dernière dans une ancienne ardoisière. La paragenèse de ces schistes comprend essentiellement de la muscovite et de la chlorite et dans une moindre mesure du quartz et du chloritoïde.

*Revenir dans le hameau de Callac et reprendre la D133, jusqu'à son intersection avec la route de la Ville-Rée.*

**Affleurement B05** : *Schistes ardoisiers de la Formation de Traveusot*. Dans le bois au Nord de la D133 affleurent, dans d'anciennes ardoisières, des schistes gris-ardoise à débit régulier. La paragenèse de ces schistes est essentiellement constituée de phyllites (muscovite et chlorite), de quartz en grains très fins regroupés en minces lentilles et accessoirement de chloritoïde.

*Prendre sur la gauche la route de La Ville-Rée, puis continuer vers La Ville-Gourer et Lesquidy pour rejoindre la D10.*

**Affleurement B06** : *Granite de Lizio*. Il affleure, en bordure de la D10 au niveau de Bremont, et se présente comme un granite à grain grossier, ici plus ou moins orienté, riche en biotite et muscovite.

*Prendre la D10 en direction de Plumélec jusqu'au hameau de la Rabine ; prendre sur la gauche la route de Govello, puis la première route à droite vers Remungol.*

**Affleurement B07** : *Granite mylonitique de Lizio*. Ce granite donne, en bordure nord de la route entre les hameaux de Kerbert et de Remungol (47° 49 488'N- 2° 36 029'W), des affleurements discontinus ; ce granite à biotite et muscovite montre ici un grain moyen/grossier et il est affecté par une foliation mylonitique, induite par un cisaillement annexe de la branche nord du CSA ; les figures de déformation dessinées par les plans « S » et « C » témoignent d'un cisaillement dextre.

*Poursuivre la route jusqu'à l'Ouest de Remungol et tourner à gauche vers Lézourdan, puis Kervio et l'intersection avec la D1.*

**Affleurement B08** : *Métaquartzites et schistes quartzeux du Groupe de Bains-sur-Oust, schistes noirs de la Formation de Rochefort-en-Terre*. En bordure de la route de Treuzel, (47° 49 069'N - 2° 37 767'W) affleure une puissante série de métaquartzites gris clair à grain fin, qui vers le Nord, en bordure de la D1, passent à des schistes gris-vert quartzeux associés à des bancs décimétriques de métaquartzites, qui appartiennent au Groupe de Bains-sur-Oust ; ces derniers, par le travers de Lautréan, passent en continu aux schistes noirs de la Formation de Rochefort-en-Terre.

*Prendre la route de Treuzel jusqu'à son intersection avec la D126 ; tourner à gauche et prendre la première route sur la droite en direction de Linier ; contourner ce hameau se garer au niveau du GR38.*

**Affleurement B09** : *Micaschistes de la Formation de Saint-Jean-Brévelay et métaquartzites de la Formation du Grès armoricain*. Au niveau de la « Lande de Néné », la route menant au Pont-de-Kergonan recoupe une arête dentelée constituée de micaschistes gris argenté, finement feuilletés appartenant à la Formation de Saint-Jean-Brévelay (47°49 870'N - 2° 40 085'W) ; au toit de cette formation, à flanc de coteau, le long du GR38, des passées de 1 à 8 cm de métaquartzites fins, gris clair, sont interstratifiées au sein des micaschistes et témoignent du passage continu entre cette formation et celle du Grès armoricain. En effet, les affleurements se poursuivent le long du GR38 et la série de micaschistes passe rapidement à des métaquartzites assez massifs, beiges à gris clair, avec quelques interbanes centimétriques de schistes gris ; cette séquence fait environ 55 m de puissance ; lui succède une série de 30 à 35 m de schistes gris à gris noir qui sont eux-mêmes surmontés par 8 à 10 m de métaquartzites assez massifs. L'ensemble de cette série à dominante quartzreuse correspond à la Formation du Grès armoricain. La paragenèse des micaschistes est caractérisée essentiellement par de la muscovite et du quartz et dans une moindre mesure par de la chlorite et du chloritoïde. Celle des métaquartzites est constituée de quartz et de muscovite.

*Reprendre la route en direction du Nord et de Kercheval et Le Pou puis stationner au niveau de l'ancienne carrière de Pasdrun.*

**Affleurement B10** : *Granite mylonitique de Lizio*. Entre Le Pou et Pasdrun, sur la droite de la route, une ancienne carrière permet d'observer le granite de Lizio (47° 50 407'N - 2° 40 242'W) ; en ce lieu, ce granite montre une matrice à un grain moyen emballant quelques porphyroblastes infra-centimétriques de feldspath ; il est caractérisé par une déformation ductile qui se traduit par l'association de plans « S » et de plans « C » ; ces derniers, qui sont nettement dominants, portent de plus, une fine linéation d'étirement subhorizontale. Cette déformation est induite par un diverticule de la branche nord du CSA.

#### 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 Glenan et de Noirmoutier. Implication géodynamiques. *Bull. Soc. géol. Fr.* (7), XIX, n° 2, p. 395-404.
- AUGIER R., TURRILLOT P., VAN VLIET-LANOË B., HALLÉGOUËT B., MENIER D., THINON I. (2010) - Carte Géol. France (1/50 000) feuille Vannes – Saint-Gildas-de-Rhuys (417). Orléans : BRGM. Notice explicative par Augier R., Menier D., Van Vliet-Lanoë B., Chauris L., Thinon I., Mougin B. et Hallégouët B., avec la collaboration de : Do Couto D., Turrillot P., Bellanger M., Goubert E., Perrot J. et Gautier C. (2010).
- BABIN C. (1958) - Contribution à l'étude de l'axe du synclinal de Saint-Julien-de-Vouvantes entre Renac (Ille-et-Vilaine) et Pierric (Loire-Atlantique). DES, Rennes, 56 p.
- 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.
- 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., KIENAST J.-R., PAQUETTE J.-L. (1987) - Le métamorphisme éclogitique dans la nappe hercynienne de Champtoceaux (Massif armoricain, France). *C. R. Acad. Sc.*, Paris (II) 305, p. 127-131.
- BARAN N., GOURCY L., LOPEZ B., BOURGINE B., MARDHEL V. (2009) - Transfert des nitrates à l'échelle du bassin Loire-Bretagne. Phase 1 : temps de transfert et typologie des aquifères. Rapport BRGM RP-56884-FR, 105 p.
- 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 M. Barrière *et al.* (1975) 25 p.
- BARROIS C. (1888) - Carte géologique de France (1/80 000), feuille de Vannes (89), 1<sup>re</sup> édition, Service des Mines, Paris, Réimpression 1949, notice 6 p.
- BÉCHENNEC F., THIÉBLEMONT D., avec la collaboration de COCHERIE A., GUERROT C., LUCASSOU F. (2013) - Notice explicative, carte géol. France (1/50 000) feuille Baud (384) Orléans : BRGM. Carte géologique par F. Béchennecc *et al.* (2013).
- BÉCHENNEC F., HALLÉGOUËT B., THIÉBLEMONT D., THINON I., COCHERIE A., GUERROT C., LUCASSOU F. (2013) - Notice explicative, carte géol. France (1/50 000) feuille Lorient (383) Orléans : BRGM, 206 p. Carte géologique par F. Béchennecc, B. Hallégouët, I. Thinon (2013).
- BÉCHENNEC F., THIÉBLEMONT D., COCHERIE A., MOUGIN B. (2011) - Notice explicative, carte géol. France (1/50 000) feuille Bubry (349) Orléans : BRGM, 110 p. Carte géologique par F. Béchennecc (2011).

- 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 F. Béchenne J.-C. Audru, J. Bourgon, Y. Guyomard et J. Dos Santos Cardoso (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 F. Béchenne et B. Hallégouët (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 F. Béchenne et B. Hallégouët (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 F. Béchenne, P. Guennoc, Y. Delanoë, P. Lebre, B. Hallégouët, S. Le Meur (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.
- BERTHÉ D. (1980) - Le Cisaillement sud-armoricain dans la région de Saint-Jean-Brévelay (Morbihan), Analyse de la déformation cisailante. Thèse de Doctorat de troisième cycle, Université de Rennes, 150 p.
- BOILLOT G., LEFORT J.-P. *et al.* (1976) - Carte géologique du plateau continental du Golfe de Gascogne, échelle 1/100 000. BRGM-CNEXO.
- BOSSE V., FÉRAUD G., RUFFET G., BALLÈVRE M., PEUCAT J.-J., DE JONG K. (2000) - Late Devonian subduction and early orogenic exhumation of eclogite-facies rocks from Champtoceaux complex (Variscan belt, France). *Geol. J.*, 35, p. 297-325.
- BOUYSSÉ P., 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. (2008) - RAPSODI Recherche d'aquifères profonds dans le socle du département de l'Ille-et-Vilaine. Rapport final - BRGM/RP-56749-FR - 108 p., 68 ill.

- CARPENTER M.-S.-N., CIVETTA L. (1976) - Hercynian high-pressure low-temperature metamorphism in the Ile de Groix blueschists. *Nature* 262, p. 276-277.
- CARTIER C., FAURE M. (2004) - The Saint-Georges-sur-Loire olistostrome, a key zone to understand the Gondwana-Armorica boundary in the Variscan belt (Southern Brittany, France). *Int. J., Earth Sci.* 93, p. 945-958.
- CHANTRAINE J., BÉCHENNEC F., RABU D. (2005) - Notice explicative, Carte géologique du Massif armoricain (1/250 000). Carte géologique par J. Chantraine, D. Rabu, F. Béchenec (2005).
- CHANTRAINE J., AUTRAN A., CAVELIER C. (1996) - Carte géologique de la France à l'échelle du millionième, 6<sup>e</sup> édition, BRGM, Orléans.
- CHAPPELL B.-W., WHITE A.-J.-R. (1974) - Two contrasting granite types. *Pacific Geol.*, 8, p. 173-174.
- CLEMENS J.-D., VIELZEUF D. (1987) - Constraints on melting and magma production in the crust. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 86, p. 287-306.
- 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.
- COGNÉ 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.
- COGNÉ J. (1977) - La Chaîne Hercynienne ouest-européenne correspond-t-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 F., CARN A. (1995) - Notice explicative, carte géol. France (1/50 000) feuille Pipriac (387) Orléans : BRGM, 75 p. Carte géologique par P. Dadet, Y. Herrouin, C. Blanchet, P. Bardy et A. Colleau (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 P. Dadet, J.-P. Sagon, P. Bos, J. Chantraine, P. Laville (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.
- DEFANT M.-J., DRUMMOND M.-S. (1990) - Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted oceanic lithosphere. *Nature*, 347, p. 662-665.
- 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. Minér. Bretagne*, Rennes, 12, 389 p.
- ESTÉOULE-CHOUX J. (1970) - Contribution à l'étude des argiles du Massif Armoricaïn. Argiles des altérations et argiles des bassins sédimentaires tertiaires. *Mém. Soc. Géol. Minér. 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 armoricaïn, France). *Mém. Géosci.*, 51, Rennes, 294 p.
- FAURE M., SOMMERS C., MELETON J., COCHERIE A., LAUTOUT O. (2008) - The Leon domain (French Massif Armoricaïn): a westward extension of the Mid-German Crystalline Rise ? Structural and geochronological insights. *Int. J. Earth. Sci.*, doi 10.1007/s00531-008-0360-x.
- FAURE M., BE MEZEME E., DUGUET M., CARTIER C., TALBOT J.-Y. (2005) - Paleozoic tectonic evolution of Medio-Europa from the example of the French Massif central and Massif armoricaïn, in The Southern Variscan belt, Carosi R., Dias R., Iacopini D., Rosenbaum (Eds), *J. Virtual Expl.*, electronic edition, ISSN 1441-8142, vol. 19, paper 5.
- 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.
- GILL J.-B. (1981) - Orogenic andesites and plate tectonics, Springer Verlag, Berlin, 390p.
- 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. *Mémoire de la Soc. Géol. de France*, 164.

- GUERROT C. (1998) - Résultats de datation U-Pb par dissolution sur zircons pour l'orthogneiss de Lanvaux, carte de Baud, Massif Armoricaïn. BRGM, Département Analyse et Caractérisation Minérale, rapport SMN/ANA/ISO 98/258 CG/NB, 4 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., HALLÉGOUËT 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. Minéra. Bretagne*, C, 14, 2, p. 45-62.
- HALLÉGOUËT 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.
- HOFMANN A.-W. (1988) - Chemical differentiation of the Earth. The relationship between mantle, continental crust and oceanic crust. *Earth Planet. Sci. Lett.*, Amsterdam, 90, p. 297-314.
- 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 D. Janjou, M. Gruet et C. Penecki (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., France*, Paris, (8), II, 5, p. 839-848.
- JONES K.-A. (1991) - Paleozoic continental margin tectonics in southern Armorica. *Journ. Geol. Soc. London*, 148, p. 55-64.
- JORON J.-L., TREUIL M. (1977) - Utilisation des propriétés des éléments fortement hygromagmaphiles pour l'étude de la composition chimique et de l'hétérogénéité du manteau. *Bull. Soc. Géol. France*, XIX, (6), p. 1197-1205.
- 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 des massifs granitiques ou granodioritiques. Application aux Vosges cristallines. *Sci. Terre*, t. IX, p. 293-337.



- LASNIER B. (1970) - Le métamorphisme régional des gabbros d'après la littérature internationale. Étude préliminaire des gabbros coronitiques du Massif Armoricaïn 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 B. Le Gall et J. Garreau (1988).
- LE HEBEL F., Vidal O., Kienast J.-R. *et al.* (2002) - Les « Porphyroïdes » de Bretagne méridionale : une unité de HP-BT dans la chaîne hercynienne. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 334, p. 205-211.
- LUCAS G. (1949) - L'Arénig des environs de Candé. Les schistes et arkoses de Bains. *C. R. somm. Soc. Géol. Fr.*, p. 200-201.
- 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 Armoricaïn (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 SiO<sub>2</sub>-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-K<sub>2</sub>O-Na<sub>2</sub>O melts at 800 °C, 2 kbar, under H<sub>2</sub>O-saturated conditions. *Geology*, 14, p. 659-662.
- MORZADÉC-KERFOURN M.-T. (1974) - Variations de la ligne de rivage armoricaïne au Quaternaire. Analyses polliniques de dépôts organiques littoraux. *Mém. Soc. Géol. Mineralo. 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 ann., 39 pl.
- 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 pl.
- 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 Ile de Groix. *Geol. 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. Geol. Mineral. Bretagne*, 28, 158 p.
- 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.
- 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.
- PIERROT R., CHAURIS L., LAFORÊT C., PILLARD F. (1973) - Inventaire minéralogique de la France, Morbihan, n° 9, Édit. du BRGM Orléans 315 p.
- PLAINE J., HALLÉGOUËT B., QUÉTÉ Y. (1984) - Notice explicative carte géol. France (1/50 000), feuille Questembert (418) - BRGM, Orléans, 63 p. - Carte géologique par J. Plaine, B. Pivette, B. Hallégouët, P. Jégouzot, D. Guérin (1982).
- 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 J. Plaine *et al.* (1981) 48 p.
- PLAINE J., QUÉTÉ Y., HALLÉGOUËT B. *et al.* (1981) - Notice explicative carte géol. France (1/50 000), feuille Malestroit (386) - BRGM, Orléans, 52 p. Carte géologique par J. Plaine, Y. Quété, B. Hallégouët (1995).
- PLUSQUELLEC Y., ROLET J., DARBOUX J.-R. *et al.* (1999) - Notice explicative, carte géol. France (1/50 000), feuille Chateaulin (310) Orléans : BRGM, 162 p. Carte géologique par Plusquellec Y., Rolet J., Darboux J.-R. *et al.* (1999).
- PUPIN J.-P. (1980) - Zircon and granite petrology. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 73, p. 207-220.
- ROLET J., LE GALL B., DARBOUX J.-R., THONON P., GRAVELLE M. (1986) - L'évolution géodynamique dévono-carbonifère de l'extrémité occidentale de la chaîne hercynienne d'Europe sur le transect Armorique-Cornwall. *Bull. Soc. Géol. France*, 8, II, p. 43-54.
- SAUNIER J.-F., CHAUVEL J.-J. (1986) - Les amphibolites du domaine cristallophyllien de Plouguenast. Un magmatisme tholéiitique dans le Protérozoïque de Bretagne centrale (Massif armoricain). *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 302, p. 671-674.

- STUSSI J.-M. (1989) - Granitoid chemistry and associated mineralization in the French Variscan. *Econ. Geol.*, 84, p. 1363-1381.
- TARTÈSE R., POUJOL M., RUFFET G., BOULVAIS P., YAMATO P., KOSLER J. (2011) - New U-Pb zircon and  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  muscovite age constraints on the emplacement of the Lizio syntectonic granite (Armorican Massif, France). *C. R. Geoscience*, 343, p. 443-453.
- 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. (1999) - Discrimination entre magmatismes calco-alcalins mantellique et crustal : l'exemple des Andes. *C. R. Acad. Sci. Paris, Sci. Terre Planet.*, 329, p. 243-250.
- THIÉBLEMONT D., TEGYEV M. (1994) - Une discrimination géochimique des roches différenciées témoin de la diversité d'origine et de situation tectonique des magmas calco-alcalins. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 319, II, p. 87-94.
- 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. *Géodinamica 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 E. Thomas et P. Le Berre (2008).
- THOMAS E., BRAULT N., CARN A., LECERF Y., RIVIÈRE J.-M., avec la collaboration de OUTIN J.-M. (2004) - Notice explicative, carte géol. France (1/50 000), feuille Plœrmel (351). Orléans, BRGM, 115 p. Carte géologique par E. Thomas, N. Brault, Outin J.-M. (2004).
- TRAUTMANN F., DELFOUR J., FOURNIGUET J., SCANVIC J.-Y., DUBREUIL G., PIVETTE B., PRIAN J.-P., MILITON C., MANIGAULT B. (1984) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Redon (419) - BRGM, France, Notice explicative par Fourniguet J., Trautmann F. (1985) 69 p.
- TRIBOULET C. (1983) - Les metabasites entre Concarneau et Lorient : un exemple de métamorphisme prograde polyphasé en Bretagne méridionale. *Bull. Mineral.*, Paris, 103, p. 92-100.

- VAN VLIET-LANOË B., HIBSCH C., CSONTOS I., JÉGOUZO S., HALLÉGOUËT B., LAURENT M., MAYGARI A., MERCIER D., VOINCHET P. (2008) - Seismically induced shale diapirism: the Mine d'Or section, Vilaine estuary, Southern Brittany. *International Journal of Earth Sciences*, 98, p. 969-984.
- VAN VLIET-LANOË 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.
- VAN VLIET-LANOË 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.
- 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.
- WATSON E.-B. (1979) - Zircon saturation in felsic liquids: experimental results and applications to trace element geochemistry. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 70, p. 407-419.
- WINKLER H.-G.-F. (1979) - Petrogenesis of metamorphic rocks. 5<sup>e</sup> édition. Springer Verlag. New-York – Heidelberg – Berlin, 349 p.
- 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, p. 21-34.
- 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. (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 R 40191, 18 p., 9 fig., 4 pl. hors texte.

Site internet SIGES Bretagne : <http://sigesbre.brgm.fr/>

Site Internet ADES (Accès aux Données sur les Eaux Souterraines) : <http://www.ades.eaufrance.fr/>.

Norme AFNOR NF X 10-999 (avril 2007) - Forage d'eau et de géothermie. Réalisation, suivi et abandon d'ouvrages de captage ou de surveillance des eaux souterraines réalisés par forages.

## 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 et Service d'Analyse des Roches et Minéraux (SARM) de Nancy ; 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 F. Lucassou (BRGM), pour les ressources en eau.

*Documentation complémentaire* : F. Béchenec.

*Coordination* : F. Béchenec.



**ANNEXE**





MASSIF	Lanvaux		Ergué-Languidic		Ste-Anne d'Auray				Carnac		Baud	Questembert
Echantillon	BMV158c	BMV201	BMV181	STA1(2)	JM290A	JM290B	BMV197a	STH(3)	VC1	FB11327	FB12406	
SiO <sub>2</sub> (%)	62.69	66.58	70.98	71.58	70	72.8	67.86	67.5	66.63	79.9	73.5	
TiO <sub>2</sub>	0.8	0.62	0.4	0.37	0.47	0.21	0.49	0.82	0.72	0.16	0.12	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17	16.24	14.97	14.61	15.58	14.77	15.57	15.42	15.6	14.8	15	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6.31	3.08	2.31	2.2	2.96	1.46	2.94	3.4	3.36	0.97	1	
MnO	0.07	0.04	0.02	tr	0.05	0.03	0.02	tr	tr	nd	0.02	
MgO	1.65	1.09	0.55	0.55	0.9	0.44	1.06	0.83	1.36	0.3	0.2	
CaO	3.78	1.39	1.15	1.08	1.96	1.28	1.82	1.57	1.13	0.7	0.7	
Na <sub>2</sub> O	3.5	3.57	3.2	3.16	4.12	3.5	3.31	3.25	3.17	3.8	3.2	
K <sub>2</sub> O	2.86	3.6	4.97	5.38	3.4	4.69	5.63	5.25	4.78	4.87	4.68	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.26	0.29	0.27	0.2	0.16	0.14	0.45	0.38	0.46	0.39	0.31	
Pfeu	0.75	2.96	0.77	0.66	0.66	0.66	0.91	0.91	1.88	1.01	1.13	
TOTAL	99.67	99.45	99.59	99.8	100.26	99.98	100.06	99.34	99.1	99.9	99.86	
<b>Norme CIPW</b>												
Quartz	19.78	28.43	30.53	29.66	27.12	31.22	22.13	24.56	26.61	35.59	36.21	
Anorthite	17.5	5.18	4.04	4.1	8.73	5.49	6.19	5.39	2.73	0.86	1.5	
Albite	30.04	31.39	27.42	26.99	35.12	29.87	28.35	28.01	27.67	30.29	27.42	
Orthoclase	17.14	22.1	29.78	32.15	20.21	27.95	33.63	31.62	29.13	27.13	28.01	
Corindon	1.92	4.82	2.9	2.12	1.95	1.95	1.80	2.5	4.37	2.78	4.19	
Hypersthène	8.81	4.73	2.88	2.8	4.3	2.15	4.58	3.87	5.41	1.81	1.26	
Ilménite	1.54	1.22	0.78	0.7	0.89	0.4	0.95	1.6	1.41	0.28	0.23	
Magnétite	2.78	1.39	1.01	0.97	1.29	0.64	1.29	1.51	1.51	0.39	0.43	
Apatite	0.6	0.7	0.63	0.46	0.37	0.32	1.04	0.9	1.09	0.86	0.72	
Zircon	0.04	0.04	0.04	0.06	0.04	0.015	0.07	0.1	0.1	0.01	0.01	
A/CNK	1.08	1.32	1.17	1.12	1.11	1.12	1.05	1.11	1.25	1.16	1.29	
<b>Cs (ppm)</b>												
Rb	4.1	14.19	2.87	6.97	-	-	6.2	5.91	4.96	-	-	
Ba	126.7	231.1	228.9	245.5	175	172	252	268.1	159.6	171	301	
Th	540	896	905	584	444	600	1496	2004	2013	297	197	
U	6.74	21.56	29.45	57.45	25.9	7.9	51.67	93.16	49.96	3.5	6.9	
Nb	3.28	13.23	9.74	13.71	6.8	2.6	9.09	7.64	9.03	6.8	7.1	
Ta	10.27	12.45	10.77	10.05	15.3	7.4	12.46	15.62	22.34	9.9	8.3	
Sr	0.92	2.27	1.23	1.22	1.1	0.8	0.109	0.97	1.48	0.6	2	
Zr	183	452	438	153	187	179	524	635	582	68	62	
Hf	245	214	229	284	204	83	389	552	495	78	62	
Y	6.46	5.55	5.83	7.79	5.5	2.6	10.9	13.4	13.9	2.4	2.1	
Cr	25.5	8.26	9.06	20.2	9.3	3.7	17.4	11.1	14.8	10	8.7	
Ni	25.9	10.9	10.2	6.63	24	19	25.8	7.05	27.6	13	nd	
Co	9.65	2.93	6.74	6.07	nd	nd	16	3.77	19	nd	nd	
La	8.82	4.12	2.27	2.81	nd	nd	4.29	4.01	5.9	nd	nd	
Ce	25.44	69.05	72.33	77.52	42	15.5	110.4	217.3	116.4	9.7	13	
Pr	52.72	142.1	142.9	176.4	93.9	32.9	221.5	421.9	233.4	21	26	
Nd	6.44	15.52	15.08	20.68	11.2	3.7	23.28	46.67	24.67	2.6	3.4	
Sm	26.38	55.69	51.76	81.27	40.3	13.4	82.72	166	88.64	10	12	
Eu	5.56	7.81	7.3	14.49	7.9	2.5	12.25	21.95	12.58	2.9	2.9	
Gd	1.41	1.34	1.18	0.87	0.8	0.7	1.91	3.11	2.39	0.5	0.5	
Tb	5	4.75	4.54	8.6	6	1.6	8.02	9.38	6.67	3.2	2.3	
Dy	0.73	0.58	0.58	1.15	0.7	0.2	1.05	1.07	0.89	0.5	0.3	
Ho	4.77	2.54	2.36	5.2	2.8	0.9	4.45	4.08	3.75	2.7	1.8	
Er	0.87	0.31	0.28	0.8	0.3	0.1	0.62	0.41	0.56	0.4	0.3	
Tm	2.61	0.93	0.86	1.65	0.8	0.4	1.44	1.213	1.33	0.7	0.7	
Yb	0.33	0.12	0.11	0.18	nd	nd	0.13	0.09	0.15	nd	0.1	
Lu	2.29	0.66	0.54	1.07	0.6	0.3	0.78	0.55	1.02	0.4	0.6	
	0.36	0.12	0.09	0.15	nd	nd	0.12	0.08	0.14	nd	0.1	

**Tabl. 1 - Analyses (éléments majeurs et traces) et normes CIPW de l'orthogneiss de Lanvaux et des granites des feuilles Baud et Elven.** Le paramètre A/CNK (indice d'aluminosité), est le rapport  $Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)$  en proportions moléculaires. Les analyses ont été effectuées au Service d'Analyse des Roches et Minéraux (SARM) de Nancy et au BRGM (échantillons FB11327 et FB12406)

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

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

Échelle 1/50 000

